

Н. П. КОСТЕНКО

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ  
ГОРНЫХ СТРАН

Н. П. КОСТЕНКО

551.4

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ  
ГОРНЫХ СТРАН

2054



МОСКВА «НЕДРА» 1975



**Костенко Н. П.** Четвертичные отложения горных стран. М., «Недра», 1975, 216 с.

В монографии избирательно рассматриваются вопросы генезиса и парагенезиса четвертичных отложений, специфика осадконакопления и породообразования в разнообразных орографических и климатических условиях. В первой главе приводится краткая характеристика моласс внутриконтинентальных областей горообразования; главное внимание уделяется особенностям формирования четвертичных отложений (структурным орографическим и климатическим условиям сноса и накопления). В остальных главах дается описание главнейших генетических типов отложений: горных морен, коллювия (его климатических и орографических вариантов), а также флювиальных отложений — аллювия горных рек, отложений конусов выноса и сухих дельт. Основное внимание уделено горному аллювию и его парагенетическим сочетаниям. Рассматриваются также некоторые вопросы, возникающие при определении возраста отложений в условиях орогенного режима: 1) геоморфологические соотношения разновозрастных флювиальных отложений в горном сооружении, предгорьях и подгорных равнинах; 2) геоморфологические соотношения разновозрастных флювиальных отложений в условиях развивающихся складок и разрывов; 3) главнейшие типы сопряжения, замещения и наложения горных морен и аллювия. В заключение отмечается практическое значение установленных закономерностей строения четвертичных отложений горных стран в целях использования при геолого-съёмочных работах. Книга рассчитана на студентов, аспирантов и молодых специалистов геологов общего профиля, а также географов-геоморфологов и четвертичников. Ряд разделов книги могут быть использованы преподавателями университетов, пединститутов и высших технических учебных заведений для специальностей геология и география.

Табл. 5, ил. 64, список лит. — 107 назв.

## ВВЕДЕНИЕ

---

Исследование четвертичных отложений горных стран — наиболее молодых пород орогенной формации имеет большое научное и практическое значение. Это положение не требует доказательств, но, к сожалению, еще до сих пор даже при крупномасштабных геологических съемках четвертичным отложениям уделяется недостаточное внимание. При строительстве различных инженерных сооружений, поисках россыпей и областей разрушения коренных месторождений, мелиоративных и ирригационных работах возникает необходимость изучения четвертичных отложений. Эти сведения используются и для анализа новейшего и современного развития структурных форм. Особенно важно выяснить условия накопления основных генетических типов отложения и их парагенетических сочетаний. Таким образом, исследование четвертичных отложений необходимо для решения целого ряда народнохозяйственных и научных задач.

Данная монография — часть общего исследования, посвященного горным странам. В его первой части рассматривались основные закономерности расчленения областей горообразования [35]. Она лишь в самых общих чертах касается закономерностей строения горного рельефа, определяющих распространение четвертичных отложений. Во второй части дан анализ морфологического выражения структурных форм [36]; третья часть является завершающей.

В предлагаемой работе основное внимание уделяется вопросам генезиса, парагенезиса и закономерностям распространения четвертичных отложений. Влияние развития структурных форм исследуются только как фактор, в значительной степени определяющий изменение фаций и мощностей. Формирование четвертичных отложений рассматривается лишь во внутриматериковых горных странах средних и низких широт, для которых характерны ярко выраженная вертикальная климатическая зональность и сухой климат в областях предгорий и предгорных равнин. Эти ограничивающие условия объясняются тем, что автор длительное время работал в горах Азии. Основной фактический материал и примеры относятся преимущественно к среднеазиатским регионам.

Горные страны юга Азии весьма благоприятны для изучения четвертичного покрова вследствие разнообразных орографических, тектонических и климатических условий. Здесь в непосредственной близости к высочайшим плоскогорьям располагаются глубоко расчлененные горные сооружения, охваченные оледенением. Их обрамляют низкие горы, предгорья и равнины с полупустынным

и жарким климатом. Такой огромный диапазон физико-географических и неотектонических обстановок позволяет надеяться, что рассматриваемый материал будет интересен для исследователей различных горных стран, несмотря на свойственные каждой области горообразования индивидуальные особенности формирования четвертичных отложений.

В процессе работы над книгой автор с удовольствием вспоминал своих коллег по полевым изысканиям — В. К. Васильева, В. В. Лоскутова, Н. В. Макарову, В. И. Макарова, С. А. Несмеянова, Л. И. Соловьеву, Б. В. Сенина, О. К. Чедия, А. А. Чистякова и др. За техническую помощь автор признателен А. Г. Дубровину, В. И. Крыловой и А. Ф. Новиковой. За доброжелательное внимание к исследованиям автора хочется выразить глубокую благодарность В. И. Верхову, Г. П. Горшкову и С. С. Шульцу.

Г Л А В А I

**ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ СНОСА  
И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
В ГОРНЫХ СТРАНАХ**

---

*Общая характеристика*

«... Я полагаю, что каждый геолог должен сначала поработать над изучением четвертичных образований: современных геологических процессов и форм рельефа, чтобы научиться правильно понимать и объяснять историю Земли, которая в этих страницах написана наиболее четко».

В. А. Обручев, 1953 г.

Актуальность изучения континентальных четвертичных отложений определила обилие информации. Поэтому в монографии невозможно перечислить работы, освещающие этот раздел геологии. Исторически сложилось так, что основные закономерности формирования четвертичных отложений раньше всего были установлены для равнин платформенных областей. Поэтому наиболее полные описания генетических типов пород для равнин приводятся в трудах Л. С. Берга, В. В. Докучаева, Г. Ф. Мирчинка, Д. В. Наливкина, С. Никитина, В. А. Обручева, А. П. Павлова, Б. Б. Полюнова, Н. М. Страхова, У. Х. Твенховела, М. С. Швецова, С. А. Яковлева и др. Работы этих авторов охватывали широкий круг вопросов, связанных с формированием аллювия, делювия, элювия, а также условий сноса и осадконакопления в различных климатических зонах.

Ледниковые и межледниковые образования Русской равнины охарактеризованы в ряде статей и в монографии А. И. Москвитина, морены равнин — в монографии Е. В. Рухиной и др. Проблема образования отложений перигляциальной зоны и сопредельных регионов внеледниковой зоны — покровных лёссовидных суглинков и лёссов — рассматривается в обширной литературе по равнинам европейской части СССР и Азии (Л. С. Берг, И. П. Герасимов, А. С. Кесь, Г. Ф. Мирчинк, К. К. Марков, Н. И. Николаев, В. А. Обручев, А. П. Павлов, Ю. А. Скворцов и др.).

Кора выветривания и условия образования элювия в различных климатических условиях изучались главным образом на обширных водораздельных пространствах платформенных областей Б. Б. Полюновым и позднее — И. И. Гинзбургом, В. Н. Разумовой, В. О. Таргульяном, А. Г. Черняховским и др.

Учение А. П. Павлова о склоновых отложениях в дальнейшем развивалось Е. В. Шанцером [89], а также Н. И. Николаевым [56, 57, 58], в статьях которого описаны генетические типы новейших континентальных отложений. Эта тема разрабатывалась в трудах С. С. Воскресенского, И. П. Герасимова, Г. С. Золотарева, Т. Н. Каплиной, К. И. Лукашева и др.

Существует обширная литература о закономерностях формирования флювиальных отложений в различных климатических зонах равнинных рек

платформенных областей (Н. И. Николаев, И. П. Карташев, Ю. А. Лаврушин и др.). Наиболее полное описание аллювия равнинных рек дано в монографии Е. В. Шанцера [87], прошедшей испытание временем. В последние годы появились сводные работы с региональными обзорами четвертичных отложений в комплексе с методикой их картирования (Герасимов, 1948 г.; Ганешин, 1939, 1940, 1959, 1961, 1971 гг.; Марков, 1964 г.; Яковлев, 1957 г.; Эпштейн, 1969 г. и др.). Особое значение имеют методические руководства ВСЕГЕИ по картированию четвертичных отложений под редакцией Г. С. Ганешина.

Ряд исследователей развивают палеогеографическое и литологическое направление науки (D. Brouwer, T. Chamberlain, R. F. Flint [105], M. Sauramo, W. F. Tanner) с углубленным геохимическим и морфологическим изучением механического состава различных генетических типов (G. Anderson, B. E. Butler, A. Cailleux [102], M. Dresch, C. Troll, V. M. Goldschmidt, R. E. Grimm, E. A. Hauser, L. C. King, M. Dresch [103]).

В последние годы за рубежом данные о строении четвертичных отложений широко используются в целях неотектонического анализа (Ж. Буркар, А. Я. Паннекук, Г. И. Илянск, А. Вурм, П. Шмидт-Томе, Р. Ф. Флинт и др.). Большое количество работ содержит сведения по гляциальным и перигляциальным отложениям областей материкового оледенения Западной Европы и Северной Америки. Породы флювиальной группы освещены неравномерно; основное внимание исследователей неизменно привлекали аллювиальные отложения (J. Hoyermann [106], H. Poser, K. Richter).

Значительно слабее изучены склоновые отложения, главным образом для перигляциальных условий (J. Dylik [104], A. Cailleux [102, 107]). В монографическом труде Е. В. Шанцера [89] проанализированы главные теоретические работы по континентальному осадконакоплению. Основные положения этого исследования были приняты и использованы автором при изучении четвертичных отложений горных стран. Однако это не исключает разных точек зрения по некоторым вопросам.

Среди описаний четвертичных отложений горных стран юга европейской части СССР и Средней Азии преобладают региональные описания, относящиеся главным образом к равнинным пространствам предгорных и межгорных впадин. Это монографии и статьи Н. П. Васильковского, В. К. Васильева, Е. М. Великовской, Г. С. Ганешина, В. И. Елисеева, М. И. Ивероновой, И. П. Карташева, К. В. Курдюкова, В. В. Ламакина, О. К. Ланге, К. К. Маркова, Г. А. Мавлянова, С. Н. Матвеева, В. В. Попова, И. В. Попова, О. Ю. Пославской, О. А. Рыжкова, З. А. Сваричевской, Ю. А. Скворцова, А. И. Спиридонова, Г. Ф. Тетюхина, Л. И. Турбина, А. А. Юрьева, О. К. Чедия, А. А. Чистякова, С. С. Шульца и др. В последние годы большое внимание уделяется изучению литологии и палеогеографии кайнозойских моласс (главным образом, неогеновых и лишь в незначительной степени четвертичных). В этом отношении много сделано литологами, работающими в горных странах Средней Азии, К. В. Бабковым, В. И. Поповым, Я. Р. Меламедом и др.

Давно наметилась тенденция использования данных о строении четвертичного покрова равнин и горных стран в целях анализа новейшей тектоники исследуемого региона или его структурных форм (Н. П. Васильковский, В. Н. Вебер, Н. И. Николаев, Ю. А. Мещеряков, Д. П. Резвой, Л. А. Рагозин, О. К. Чедия, С. С. Шульц и др.). В этом отношении большое значение имели статьи В. В. Ламакина, в которых описаны дислокации речных террас и выделены динамические фазы аллювия, обусловленные развитием структурных форм в рельефе. Не утратила своего методического и научного значения моно-

графия С. С. Шульца [94], в которой дан анализ рельефа, новейшей тектоники и условий формирования кайнозойских моласс.

Сравнение изученности четвертичных отложений на платформах и в областях горообразования позволяет прийти к выводу о неравноценной разработке учения о генетических типах и значительном отставании данного раздела геологии для горных стран. Этому способствовал ряд факторов. На равнинах платформ с течением времени климат изменялся, но в каждой эпохе (оледенение и межледниковье) на значительной территории господствовали более или менее идентичные тектонический и климатический режимы. Данные факторы определяли сравнительно однообразную физико-географическую обстановку формирования генетических типов (аллювий, делювий, элювий и т. п.) и их распространение в «чистом» виде. Эти условия облегчали изучение образования четвертичного покрова платформенных областей. Необходимость промышленного и сельскохозяйственного освоения равнинных территорий также способствовала их усиленному изучению. Иногда при картировании четвертичных отложений орогенных областей пытаются на них механически перенести характеристики генетических типов, свойственных равнинам платформ, не учитывая при этом существенно иных тектонических, климатических и орографических условий. Так, например, для орогенных областей можно указать ряд своеобразных факторов, которые влияют на осадконакопление.

Преобладающее большинство поднятий и впадин являются *взаимосвязанными*, или *сопряженными, системами*. Они определяют пространственное положение процессов денудации и аккумуляции, механический и литологический составы, а также генезис моласс, включая и их наиболее молодую часть — четвертичные отложения. Не менее важная особенность — *стадийность* развития этих систем в рельефе. Внешне она выражена в зональном строении горного рельефа и различном генезисе разновозрастных моласс. Для каждой стадии горообразования характерны свои условия осадконакопления. Они различались главным образом скоростью становления тектонических поднятий и впадин в рельефе.

Четвертичный период характеризовался наибольшей сложностью и пестротой физико-географической обстановки осадконакопления. Она существенно отличалась в различных геоморфологических зонах горных сооружений и межгорных (предгорных) впадин. Зональное строение рельефа свойственно каждому расширяющемуся поднятию и сокращающейся впадине. Поэтому в горной стране *зональность* является важнейшей особенностью строения орогенного рельефа. Она в значительной степени влияет на пространственное распределение различных генетических типов четвертичных отложений и на изменения мощностей и фаций.

Исключительно большое значение для процессов осадконакопления в горных условиях имеет вертикальная климатическая (или ороклиматическая) зональность. Особенно ярко она выражена в высоких горных сооружениях низких и средних широт. Здесь ороклиматические зоны определяют характер экзогенных процессов, генезис и парагенез четвертичных отложений. Этим не исчерпывается своеобразие порообразования орогенных областей, но определяется его основное отличие от платформенных регионов. В данной работе сопряженному развитию структурных форм, стадийности горообразования, геоморфологической и ороклиматической зональностям рельефа придается большое значение. Поэтому описанию генетических типов и парагенезов пород предпосылается краткая характеристика главнейших факторов, определяющих особенности формирования четвертичных отложений в горных странах.

## 1. СОПРЯЖЕННЫЕ СИСТЕМЫ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Области горообразования характеризуются рельефом, который в значительной степени отражает конэрозионное становление новейших тектонических поднятий и впадин. Сопряженные структурные формы — изгибы (мегаскладки и складки) — всегда имеют общий склон, а разрывные деформации (грабены, горсты) — общую поверхность разрыва или общую пограничную систему разрывов. В сопряженной системе активное расширение хребта-поднятия вызывает соответствующее сокращение межгорной впадины (горной долины). Более сложные соотношения возникают между скоростями воздымания и прогибания в структурных формах, взаимосвязанных в своем развитии. В соответствии с масштабами деформации могут быть выделены сопряженные системы различных порядков. Поскольку существует большое количество терминов, употребляемых разнозначно, в схеме приведен один из возможных вариантов, используемый в данной монографии.

Области горообразования часто имеют линейно-вытянутую форму. В этом случае они образуют в современном рельефе Земли *орогенные пояса*. На континентах по характеру территориального расположения и простираения могут быть выделены внутриконтинентальные и окраинноконтинентальные орогенные пояса (например, субширотный внутриконтинентальный Евразийский и субмеридиональный окраинноконтинентальный Андийско-Кордильерский). Орогенный пояс состоит из горных стран, различающихся геологической предысторией и характером горообразования. В соответствии с терминологией, предложенной Н. И. Николаевым (1952 г.), В. Е. Хаиным [83] и С. С. Шульцем (1952 г.), среди горных стран выделяются следующие: платформенные (Урал, Шварцвальд и Вогезы), эпиплатформенные (Тянь-Шань, некоторые регионы Кордильер, Абиссинское нагорье), эпигеосинклинальные (Крым, Кавказ, Аппенины, Альпы и др.). В последнее время выделяют геосинклинальные горные сооружения островных дуг и архипелагов типа Курильских, Зондских, Антильских и др.

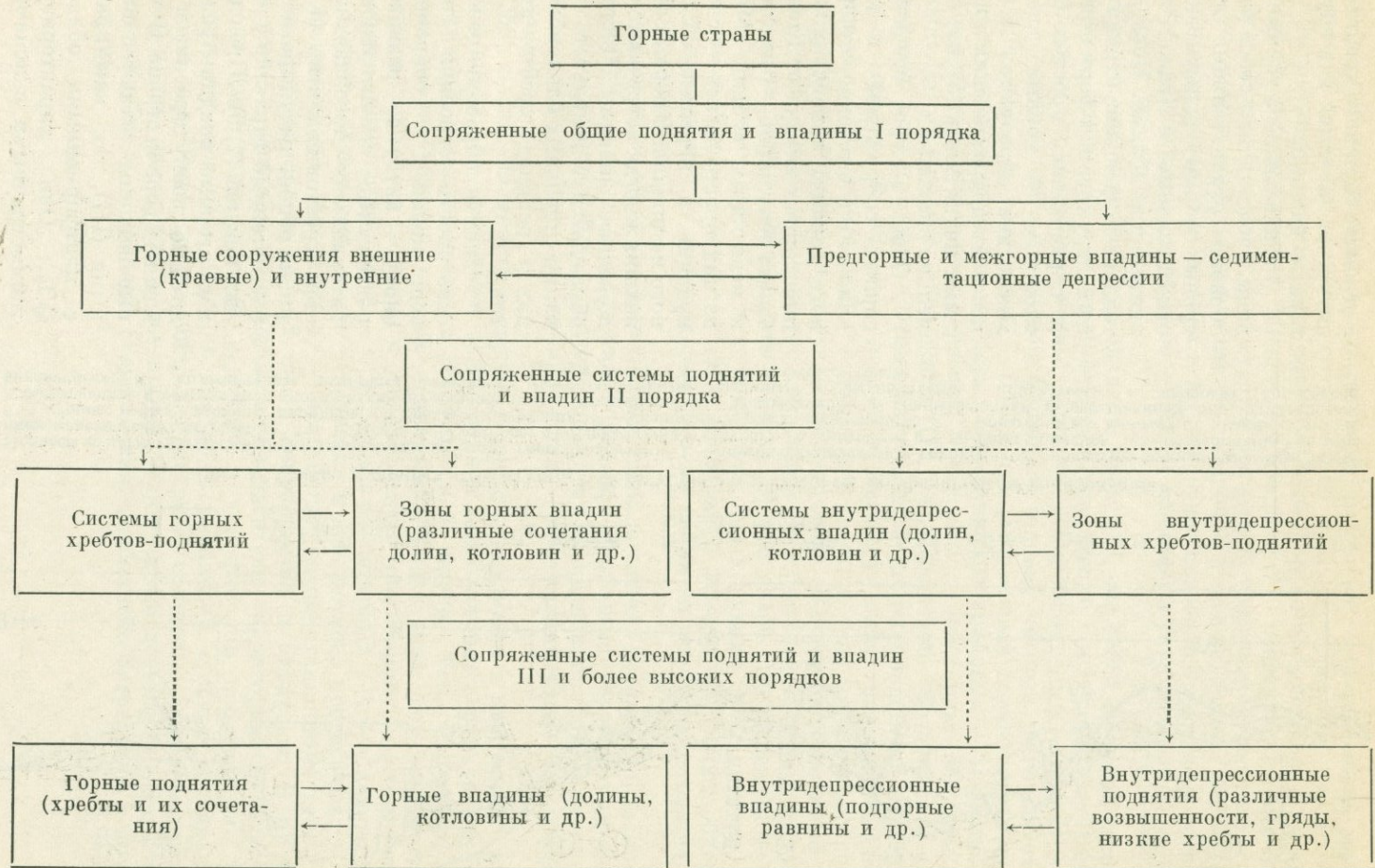
Внутриконтинентальная горная страна (рис. 1, I и схема) в условиях полного развития состоит из сопряженных систем общих поднятий и впадин первого порядка (II—VI).

Среди горных сооружений можно различать простые, состоящие из одного общего поднятия, и сложные, — представляющие собой системы крупных поднятий, подразделенных межгорными впадинами. Так, например, к простым горным сооружениям относятся общие поднятия Крыма или Кавказа, а к сложным — общие поднятия Тянь-Шаня или Малого Кавказа и Эльбурса.

Горные сооружения в рельефе представляют собой системы хребтов-поднятий, подразделенных зонами долин котловин-впадин<sup>1</sup>. Среди положительных структурных форм горного сооружения можно выделять простые хребты-поднятия (1) и сложные (3). Последние образовались в процессе расширения простых поднятий и втягивания в область общего воздымания разделявшей их горной впадины (4). При этом полностью отмирают впадины как области прогибания и осадконакопления. В строении сложного хребта-поднятия такая впадина может даже соответствовать наиболее поднятой части его рельефа. Поэтому отрицательные структурные формы, органически вошедшие

<sup>1</sup> Для того чтобы подчеркнуть «неравноправие» положительных и отрицательных структурных форм, территориально преобладающие структурные формы условно объединяются в *системы*, а подчиненные — в *зоны*.

Схема соподчиненности сопряженных систем структурных форм



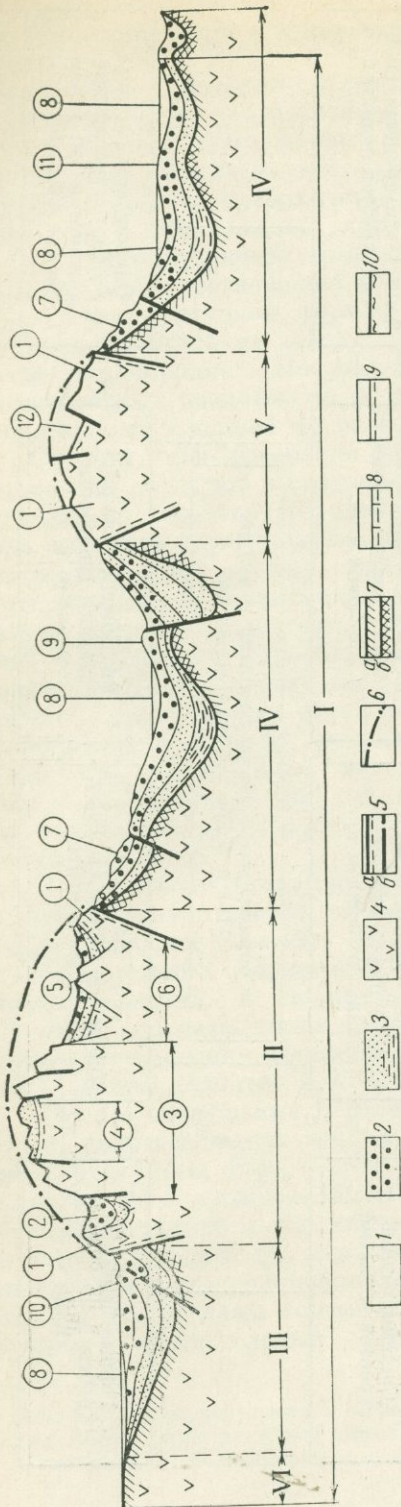


Рис. 1. Схема основных структурных форм горной страны и их морфологического выражения

Молаасы и магматические породы, корrelativeные этапы горообразования: 1 — позднеплиоценовые и голоценовые; допозднеплиоценовые с преобладанием эластического материала; 2 — глубокого, 3 — тонкого; 4 — дозоротенные породы; 5 — разрывы; 6 — первых порядков, преимущественно краевые, 6 — второго и более высоких порядков; обобщенные очертания: 6 — поднятий горных сооружений; 7 — предгорных и межгорных впадин (участки, испытывающие к современной эпохе различные движения; 6 — прогибание, 6 — воздымание); 8 — горные впадины, раздельные хребты-поднятия, развивающиеся; 9 — внутригорные впадины, отгорные, 10 — надложенные впадины, преимущественно присводовые и сводовые «просевшие блоки». Цифры I—VI и 1—12 помещены в тексте

в строение сложного хребта-поднятия, выделяются как внутригорные впадины (4).

Развивающиеся горные впадины представляют собой разнообразные отрицательные структурные формы, испытывающие относительные и (реже) абсолютные прогибания. Последовательное сокращение отрицательных структурных форм привело к образованию простых (2) и сложных (6) горных впадин. Последние образуются в процессе их подразделения локальными поднятиями (5) на более мелкие впадины.

Общее быстрое воздымание горных сооружений с конца плиоцена и в течение четвертичного периода привело к изоляции горных впадин от главного базиса денудации — предгорных и межгорных впадин. Многие из них превратились в зоны денудации и переноса обломочного материала. В горных сооружениях иногда встречаются наложенные впадины. Часто они образуются в результате отставания отдельных блоков на сводах и склонах хребтов-поднятий (12).

Таким образом, основная особенность строения горных сооружений в современную эпоху — активное развитие и повсеместное преобладание систем хребтов-поднятий (1, 3), а также общая редуцированность и угнетенный характер зон горных впадин (2, 6). Предгорные и межгорные впадины различаются по своему строению и положению в горной стране. Предгорные впадины являются окраинными (III), так как граничат с платформенными областями (VI). Они характеризуются асимметричными склонами: по-

логим в зоне сочленения с платформой и общим — сопряженным крутым склоном с внешним горным сооружением (III, II). Так, например, отчетливо выраженную асимметрию имеют склоны Терско-Кубанской и Предкопетдагской предгорных впадин. Межгорные впадины (IV) разделяют горные сооружения в пределах одной горной страны (например, Ферганская, расположенная между горными сооружениями северо-западного и юго-западного Тянь-Шаня). Значительно большие масштабы и неоднородное строение имеют межорогенные впадины, разделяющие горные сооружения различных горных стран (например, Таримская впадина).

Предгорные и межгорные впадины представляют собой крупные седиментационные депрессии, выполненные преимущественно продуктами разрушения растущих гор и различных возвышенностей. Этот обломочный материал составляет основную часть орогенной формации моласс, которая включает также магматические и другие породы. Во внутриматериковых горных странах преобладают континентальные молассы, в окраинноматериковых — морские.

По своему внутреннему строению предгорные и межгорные впадины подразделяются на простые и сложные (III, IV). Последние образуются в связи с развитием в их пределах частных внутридепресссионных поднятий. Примером простой межгорной впадины является Иссыккульская, сложной — Рионо-Курильская. Втянутые в общее воздымание участки, пограничные с горными сооружениями, образуют в рельефе предгорья (7). Внутридепресссионные поднятия (9—11), уступая по размерам впадинам (8), представляют собой растущие структурные формы: возвышенности ярко (9) или слабо (10) выраженные или только зарождающиеся (11) в рельефе подгорных равнин. Они активно развиваются и поэтому вызывают соответствующие изменения границ областей сноса и накопления, в значительной степени влияя на процессы четвертичного осадконакопления.

Существенное значение имеет время возникновения, скорость, неравномерность и длительность становления в рельефе орогенных структурных форм. Соответственно могут быть выделены поднятия и впадины полного и неполного развития, а по времени их возникновения — деформации раннего и позднего заложения.

Общая направленность развития горного сооружения и межгорных (предгорных) впадин обуславливает закономерное расположение структурных форм с различной длительностью их геологической жизни. Так, например, для активно развивающихся горных сооружений характерны впадины раннего заложения, неполного развития и относительного прогибания, а в отмирающих седиментационных депрессиях — предгорных и межгорных — преобладают впадины раннего заложения, полного развития и абсолютного прогибания.

Следовательно, предгорные и межгорные седиментационные депрессии внутриконтинентальных горных стран сокращаются и отмирают. В их пределах частные впадины в большинстве случаев еще территориально преобладают, но (по направленности развития в четвертичном периоде) они уже являются *остаточными*. Склоны впадин в различной степени втягиваются в области новейшего воздымания, а подгорные обширные равнины превращаются в полузамкнутые и замкнутые долины и котловины впадины, разделенные хребтами и грядами (Гаджикская, Люблинско-Загребская и другие депрессии).

## 2. СТАДИЙНОСТЬ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

**Стадийность горообразования**<sup>1</sup>. Развитие орогенных структурных форм характеризуется стадийностью. Внешне это явление определило формирование зонального рельефа — одной из замечательных особенностей строения орогенных областей. Зональность отражает неравномерность роста поднятия — его воздымания и расширения за счет сопредельных областей прогибания. В кайнозойском горообразовании могут быть выделены три стадии, отвечающие различным соотношениям процессов прогибания и воздымания земной коры (по площади и интенсивности).

*Первой, вступительной, стадии* (поздний палеоген) соответствует начало орогенного режима с территориальным преобладанием умеренного прогибания и конденудационного развития поднятий в области зарождающегося горного сооружения. Эти процессы определяют начало накопления тонких, часто красноватых, моласс орогенных формаций.

*Второй, или главной, стадии горообразования* (неоген) соответствует постепенное увеличение скорости роста всех положительных структурных форм. Значительная скорость общего воздымания приводит к конэрозионному становлению горного сооружения в очертаниях, близких к современным, и локализации относительно грубых, главным образом бурых моласс в крупных седиментационных депрессиях. В главной стадии выделяются две фазы — ранняя и поздняя, которые различаются в основном скоростью воздымания земной коры.

В раннюю фазу (миоцен — начало плиоцена) усиливается конэрозионное формирование основных систем хребтов-поднятий и долин-впадин. В межгорных и предгорных впадинах начинается повсеместное конседиментационное развитие внутридепрессионных поднятий. Это приводит к большому разнообразию условий накопления и усложнению строения моласс.

В позднюю фазу (конец плиоцена) скорость общего воздымания резко увеличивается, это способствует отмиранию горных впадин как областей абсолютного прогибания и аккумуляции. В сопряженных межгорных и предгорных впадинах усиливается процесс их дифференциации в связи с переходом конседиментационного развития внутридепрессионных поднятий в конденудационное.

*Третья, или заключительная, стадия горообразования* только началась и, возможно, еще далека от завершения. Ее продолжительность более 1 млн. лет — с конца позднего плиоцена до современной эпохи. За этот срок заключительная стадия ознаменовалась весьма существенными изменениями. Поэтому, несмотря на свою кратковременность по сравнению с двумя другими стадиями, она заслуживает выделения. Высокие горные сооружения общего воздымания испытали оледенения, которые способствовали перестройке гидрографической сети. Значительное расширение области денудации обусловило формирование зоны предгорий в ее современных очертаниях. В межгорных и предгорных впадинах значительно увеличилось число конэрозионно развивающихся внутридепрессионных поднятий. Это привело к разделению ранее единых крупных орогенных впадин на ряд остаточных впадин высокого порядка.

---

Более подробно этот вопрос рассматривается в работах автора [34 и 35].

**Геоморфологические зоны внутриконтинентальных горных стран низких широт  
(на примере Памира, Тянь-Шаня, Копетдага)**

Соприженные структуры	Геоморфологические зоны	Климатические и орographicные условия	Тектонические условия геоморфологических зон; коррелятивные отложения впадин	Гипсометрическое положение зон и их распространение в современную эпоху (на примере Средней Азии)
Горные сооружения	Внутренняя или центральная горная (I)	Высокогорные ледниковые и внеледниковые	<p>Длительные и устойчивые поднятия, особенно интенсивные в плиоцене и продолжающие развиваться в антропогене</p> <p>Прибрежно-морские и лагунные отложения второй половины эоцена — начала олигоцена</p> <p>Песчано-глинистые красочувствительные и бурые молассы олигоцен-миоцена</p>	<p>Памир: от 3500 до 6500 м; широко распространена в восточных и центральных районах, хорошо сохранилась</p> <p>Тянь-Шань: от 3000 до 5000 м; сохранилась фрагментарно в центральных районах</p> <p>Копетдаг: в пределах СССР от 2000 до 3000 м; сохранилась фрагментарно в центральных и юго-восточных районах, не образует верхнего яруса</p>
	Внешняя горная (II)	Высокогорные ледниковые и среднегорные древне-ледниковые и внеледниковые	<p>Устойчивые поднятия в неогене, последовательно, но неравномерно нараставшие, особенно интенсивные в плиоцене и антропогене</p> <p>Гравийно-галечниковые (преимущественно) серые и бурые — плейстоцен-плиоценовые молассы</p>	<p>Памир: от 2000 до 3500—4000 м; очень широко распространена в западных районах</p> <p>Тянь-Шань: от 2000 до 3000 м; очень широко распространена. Копетдаг: от 700 до 2000 м на востоке и до 500 м — на западе, широко распространена</p>
Предгорная (III) (с подзонами высоких и низких предгорий)	Низкогорные внеледниковые		<p>Устойчивые прогибания, особенно интенсивные в плиоцене, сменившиеся в конце плиоцена — начале антропогена последовательно распространившимися поднятиями</p> <p>Аллювиально-пролювиальные толщи пестрого механического состава с преобладанием пород лёссового комплекса и песчано-галечниковых, реже морские отложения</p>	<p align="center"><i>Предгорья</i></p> <p>Памира: от 1000 до 2000 м; ограниченно распространена</p> <p>Тянь-Шаня: от 1000 до 2000 м; преимущественно хорошо развита</p> <p>Копетдага: от 300 до 500 м; очень широко распространена в западных районах и ограниченно на северо-востоке</p>

Соприженные структурные	Геоморфологические зоны	Климатические и орographicные условия	Тектонические условия геоморфологических зон; коррелятивные отложения впадин	Гипсометрическое положение зон и их распространение в современную эпоху (на примере Средней Азии)
Предгорные и межгорные впадины	Подгорно-равнинная (IV) (с подзонами высоких, повешенных и низких равнин)	Равнинные внеледниковые	Длительные и устойчивые прогибания с участками локальных поднятий, возникших в плиоцене. На границе с III зоной в антропогене прогибания сменяются слабыми поднятиями, которые постепенно разрастаются Аллювиально-пролювиальные толщи более тонкого состава по сравнению с толщами III зоны, озерные отложения, песчано-глинистые, иногда соленосные	<i>Равнинные пространства межгорных и предгорных впадин</i> Таджикской: от 300 до 1000 м, сохранилась фрагментарно в центре частных впадин; Ферганской и Иссыккульской: от 500 до 700 м, распространена ограниченно; Закаспийской и Предкопетдагской: от 0 до 300 м, распространена очень широко

Сложный орогенный рельеф заключительной стадии обусловил формирование полигенного и прерывистого покрова четвертичных отложений. В горных сооружениях он представлен гляциально-коллювиальной субформацией.

Распределение четвертичных отложений, их генезис и парагенез в значительной степени зависят от строения древнего — дочетвертичного рельефа, сформировавшегося в соответствии с основными стадиями горообразования. Поэтому геоморфологическая и связанная с ней ороклиматическая зональность горной страны будут рассмотрены более подробно.

**Геоморфологические зоны горной страны.** На фоне направленного развития горной страны в условиях неравномерного увеличения скорости движений земной коры формировались геоморфологические зоны (табл. 1). При малых скоростях воздымания возрастала скорость денудации и интенсивность расчленения, при больших — экзогенные процессы начинали отставать и прямые соотношения нарушались. В условиях весьма значительной скорости роста положительных структурных форм денудация значительно отставала от воздымания вплоть до автономного развития в условиях изоляции крупных регионов горного сооружения. Ярким примером результата длительного развития экзогенных процессов в условиях изоляции является высокоподнятый и слабо расчлененный рельеф Центрального Памира. Он представляет собой резкую противоположность интенсивно расчлененным склонам общего поднятия Западного Памира с его непроходимыми глубокими ущельями. Явлением отставания процессов денудации от общего поднятия объясняется реликтовый облик практически нерасчлененных уплощенных водораздельных поверхностей хребтов гигантского Андийского горного сооружения.

В общем случае отставание экзогенных процессов приводит к формированию региональных геоморфологических зон, расположенных концентрически относительно центра общего поднятия (рис. 2, I—IV и табл. 1). Каждая более молодая геоморфологическая зона как бы окружает более древнюю. Последняя сосуществует с новой и лишь со временем перерабатывается более интенсивными процессами эрозии в соответствии с ее гипсометрическим положением относи-

тельно главного орогенного базиса денудации — дна межгорных и предгорных впадин. Во многих горных поясах (Евразийский, Андийско-Кордильерский и др.) общая направленность и стадийность процесса горообразования выражена закономерным строением орогенного рельефа и особенно его геоморфологической зональностью. В благоприятных условиях<sup>1</sup> формируется и сохраняется до современной эпохи полный «набор» геоморфологических зон.

*Геоморфологические зоны горных сооружений.* Относительно центра общего воздымания (в условиях полного развития) выделяются две горные зоны: *внутренняя*, или *центральная*, и *внешняя* (I, II). Они лучше всего выражены в рельефе горного сооружения — поднятия с обширным сводом и значительным превышением над дном сопредельных впадин. Внутренняя зона формировалась в течение вступительной стадии горообразования. В Евразийском горном поясе древний орогенный рельеф первой зоны хорошо сохранился в высокогорных регионах Тибета, Памира и Центрального Тянь-Шаня. Он представлен почти равнинным, низко- и среднегорным рельефом, поднятым от 3 до 5 км над дном сопредельных межгорных и предгорных впадин. В течение главной стадии горообразования, вследствие отставания регрессивной эрозии, рельеф первой зоны продолжал формироваться в условиях возрастающей изоляции процессов денудации от главного базиса — предгорных и межгорных впадин (1). К современной эпохе он сохранился только частично. В условиях неполной изоляции древний рельеф претерпел моделировку четвертичными ледниками и начальное расчленение активными процессами регрессивной эрозии, проникшими из сопредельной внешней горной зоны (1, 2).

*Внутренняя геоморфологическая зона* в симметричных общих поднятиях приурочена к своду, а в асимметричных — смещена в сторону пологого склона. В узких, линейно-вытянутых горных сооружениях, сопряженных с глубокими впадинами типа Кавказа, Динарских гор и др., рельеф этой зоны полностью или в значительной степени уничтожался молодой эрозией.

Фрагменты древнего рельефа горного сооружения описывались многими исследователями. В Крыму, например, они впервые были открыты М. В. Муратовым (1954 г.), на Памире — К. К. Марковым и т. д. Измененный реликтовый рельеф внутренней геоморфологической зоны фрагментарно сохранился в Альпах, на Малом Кавказе и во многих других горных сооружениях (см. табл. 1).

*Внешняя геоморфологическая зона* начала формироваться в главную стадию горообразования. Ее развитие продолжается и в современную эпоху. Зона характеризуется типичным горным рельефом — мелко- и глубоко-расчлененным, а в высокогорных районах — часто альпийского облика (3, 4). Она присуща всем горным сооружениям и имеет ведущее значение в орогенной «архитектуре», определяя ее основные морфологические черты. В отличие от раннеорогенного рельефа внутренней зоны (I) позднеорогенный рельеф внешней зоны (II) является древним (позднемиоценовым и плиоценовым), но не реликтовым. Он продолжает активно развиваться и в четвертичном периоде, территориально расширяясь за счет сопредельных регионов — склонов межгорных и предгорных впадин (III, IV) и уничтожения реликтового рельефа внутренней зоны.

---

<sup>1</sup> Благоприятными условиями считаются обширные общие поднятия — горные сооружения с пологими склонами и глубокие предгорные межгорные впадины, развивающиеся при значительной неравномерности и высокой скорости вертикальных движений.

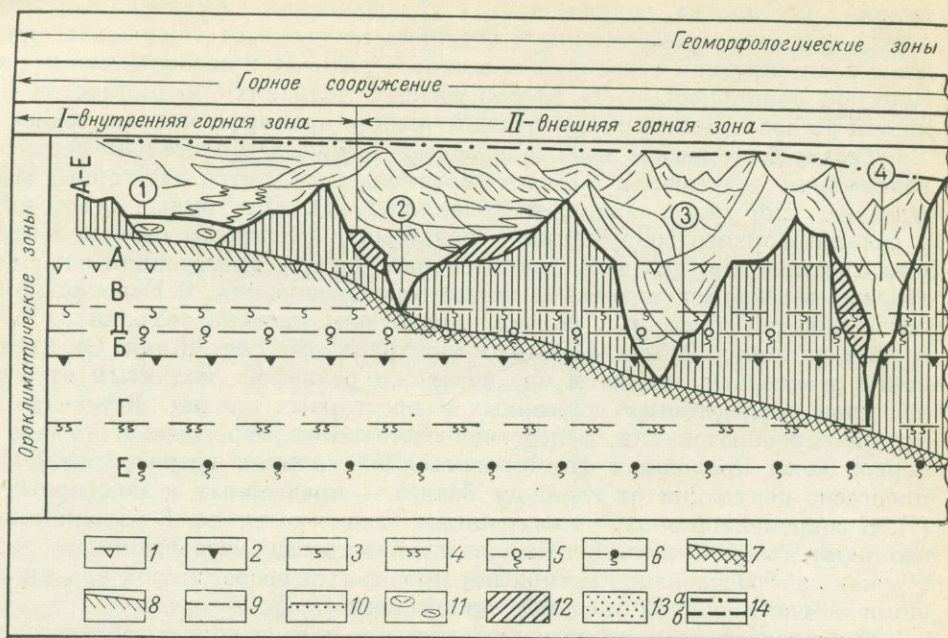


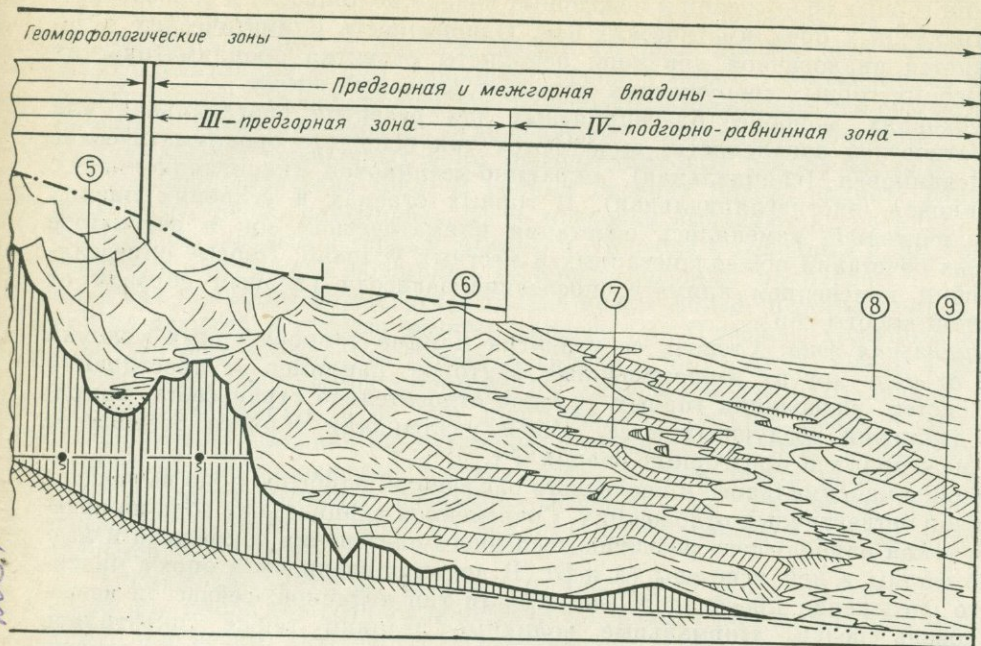
Рис. 2. Геоморфологическая и ороклиматическая зона

Ороклиматические зоны. Гляциальные: 1 — современная; 2 — древняя. Перигляциальные: 3 — современная; 4 — древняя. Страны транзитными реками и ледниками: 5 — значительная; 6 — умеренная; 7 — слабая; 8 — участки мального оледенения; 9 — аллювий; 10 — сопоставительные линии: а — обобщенные очертания горного Цифры (1—9) — горные долины

Геоморфологические зоны межгорных и предгорных впадин (предгорий и подгорных равнин) значительно уступают рельефу горных зон по длительности развития. Они начали формироваться в заключительную стадию горообразования и представлены четвертичными эрозионно-денудационными и эрозионно-аккумулятивными формами. Более древние формы этих зон являются аккумулятивными погребенными в условиях длительного и абсолютного прогибания. В процессе сокращения впадин и конэрозионного развития внутридепресссионных поднятий в пределах древних равнин формировались предгорная и подгорно-равнинная зоны, расположенные концентрически относительно горного сооружения. В предгорных впадинах зона подгорных равнин переходит в равнины платформенных областей, в межгорных она тяготеет к центральным участкам новейшего прогибания — к остаточным внутридепресссионным впадинам.

**Предгорная зона.** В большинстве горных стран предгорная зона представляет собой поднятую плейстоценовую древнюю равнину, которая возникла в процессе сокращения впадин и воздымания их склонов. Она включает подзоны высоких (5) и низких (6) предгорий — своеобразные «ступени», объединяющие горное сооружение и подгорные равнины. Эта зона расширяется в результате слабого воздымания сопредельных районов подгорных равнин и одновременно сокращается при вовлечении высоких предгорий в расширяющееся горное сооружение.

**Подгорно-равнинная зона** представлена аккумулятивными равнинами, которые формировались преимущественно в центральных районах крупных про-



матическая зональность горных стран

4 — древняя. Экстрагляциальные: 5 — современная; 6 — древняя. Общая глубина расчленения горной современной аккумуляции: 11 — лед с внутренней и поверхностной морены; 12 — морена древнего максисооружения, 6 — границы геоморфологических зон. Вертикальная штриховка — рассматриваемое сечение, в различных геоморфологических зонах.

гибающихся впадин в течение позднего плейстоцена и до наших дней. В орогенных условиях такие равнины могут образоваться также при относительном прогибании и перекомпенсации полуизолированных и отмирающих впадин (например, в Ферганской межгорной впадине). Развитие слабых и зарождающихся воздыманий и расчленений поднятий в подгорной зоне обусловило формирование подзоны высоких, повышенных и низких равнин.

Исследование распространения рельефа геоморфологических зон дает косвенное представление об общей направленности развития положительных и отрицательных структурных форм, а также об условиях осадкообразования, сноса и накопления обломочного материала в процессе становления горной страны. Особенно важно при картировании четвертичных отложений изучать геоморфологическую зональность, существенно влияющую на условия осадконакопления.

### 3. ОРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Формы, климатически обусловленные, сложно сочетаются с более общей закономерностью — зональным строением горного рельефа. Поэтому, если формирование геоморфологических зон присуще всем конэрозионно развивающимся поднятиям, то ороклиматическая зональность наиболее типична для высоких горных сооружений, расположенных в средних и низких широтах (например, для Евразийского и обширных регионов Андийско-Кордильерского горных поясов).

В приполярных областях в связи с суровым климатом различия в высотном положении горных сооружений и межгорных впадин не приводят к образованию ярко выраженных ороклиматических зон. Однородность климатических условий является аналогичной причиной неполноты развития ороклиматических зон в высоких горных сооружениях приэкваториальных широт.

В условиях, наиболее благоприятных для развития вертикальной или ороклиматической зональности, выделяются три основные ороклиматические зоны: ледниковая (гляциальная), окраинно-ледниковая (перигляциальная), внеледниковая (экстрагляциальная). В горных странах в условиях низких широт значительно изменялись очертания климатических зон в результате различных сочетаний общепланетарных и местных условий. Первые определялись общим изменением климата, последние зависели главным образом от абсолютной высоты гор.

*Гляциальная зона.* Степень ее развития помимо температурных условий зависит от ряда других второстепенных факторов, например от простираения горных систем, экспозиции горных склонов относительно стран света, направления движения воздушных масс, общей удаленности горного региона от равнин межгорных и предгорных впадин и т. п.

Границы максимального и последнего оледенений наиболее ярко выражены в рельефе и четвертичных отложениях. Современная гляциальная зона по сравнению с зоной наибольшего развития последнего оледенения сокращена и ледниковые формы в ней угнетены (А и Б). В долинах-впадинах в эпоху максимального оледенения преобладал дендритовый тип ледников, сейчас он встречается очень редко. Нормальные долинные ледники также сократились и превратились в ледники с укороченным концом, долинно-каровые и другие угнетенные формы типа висячих и регенерированных ледников. В очертаниях фирновых полей повсеместно также заметны следы сокращения.

Ледниковый рельеф и формы скопления льда несколько различаются во внутренней и внешней геоморфологических зонах. В первой на водоразделах формировались ледники плоских вершин, местами на больших высотах они сохранились до современной эпохи, но значительно сократились. Оледенения не уничтожили древнейший рельеф, он был лишь моделирован ледниками эпохи максимального оледенения и, благодаря тому, что находится на значительной высоте, еще сохранился от расчленения молодой глубинной эрозией. Лишь местами, где узкие водоразделы значительно изъедены карами и цирками, возник локальный островершинный рельеф с гребнями альпийского облика. Но эти формы не изменяют общего облика рельефа — незначительных превышений хребтов над днищами обширных долин.

Во внешней зоне в связи с большими контрастами высот развивается типичный альпийский рельеф островершинных водораздельных хребтов и глубоких трогов. Крутые склоны и значительные уклоны долин доледникового рельефа способствовали подвижности ледников и их экзарационной деятельности. Поэтому в этой зоне большое значение имеет гляциальная моделировка, однако облик зоны хорошо сохранился, так как процессы экзарации как бы подчеркнули (типичный для этой зоны) рельеф острых водоразделов и крутых склонов.

В высокогорных сооружениях с аридным климатом оледенения развиты ограниченно. Здесь гляциальная моделировка замещается процессами, связанными с многолетней мерзлотой, и развиваются формы, обусловленные процессами в деятельном слое, — термокарстовые воронки, бугры пучения, солифлюкционные террасы и т. п.

*Перигляциальная зона.* В ее пределах отчетливо выделяются следующие подзоны: современная перигляциальная (В), наложенная на древнюю гляциальную, и древняя перигляциальная (Г) с современными наложенными эрозионными формами. В рельефе первой подзоны преобладают экзарационные и аккумулятивные формы (скопления древних морен с наложенными потоками солифлюкция). Во второй подзоне солифлюкций накапливается совместно с различными гравитационными отложениями. Вследствие широкого развития эмбриональных эрозионных форм древнеледниковый рельеф плохо сохранился.

*Экстрагляциальная зона.* В горных странах низких широт граница этой зоны существенно изменялась. В ее пределах выделяются две климатические подзоны с холодным и теплым климатом. Подзона с холодным климатом характеризуется развитием обширных сезонных снежных покровов (Д); в подзоне с теплым климатом формируется только прерывистый снежный покров, неоднократно тающий в течение зимнего периода (Е). Подзона с холодным климатом наиболее широко распространена в горных сооружениях. Здесь в основании крутых склонов хребтов формируются главным образом различные гравитационные отложения, а на дне долин-впадин — осадки конусов выноса притоков, а также аллювий низких террас и пойм главных рек. В подзоне с теплым климатом, преобладающим в предгорье и на подгорных равнинах, накапливаются преимущественно различные флювиальные отложения; делювиальные покровы, развитые на пологих склонах возвышенностей, имеют подчиненное значение.

Сравнивая значение геоморфологической и ороклиматической зональности для процессов осадконакопления в горных странах, можно прийти к следующим выводам: 1) геоморфологические зоны в рельефе отражают стадийность развития поднятий и опусканий земной коры. Поэтому геоморфологическая зональность определяет границы областей сноса и накопления, а также их изменение в процессе становления горной страны. Поскольку геоморфологические зоны формируются при различных скоростях и направлениях движений земной коры, они предопределяют территориальное распределение мощностей и отчасти фаций кайнозойских моласс, особенно четвертичных отложений; 2) ороклиматические зоны оказали существенно иное влияние и в основном на генезис породообразующих экзогенных процессов. Дифференцированность климатических условий возникла в плиоцене и развивается на протяжении четвертичного периода. Поэтому вертикальная климатическая зональность в значительной степени обусловила формирование различных генетических типов четвертичных отложений и их парагенетические сочетания, закономерно распределенные в горной стране.

#### 4. ПАРАГЕНЕЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В результате совместного развития нескольких экзогенных процессов на водоразделах и склонах гор, а также на дне горных долин формируются полигенные и прерывистые толщи четвертичных отложений. Их мощность значительно возрастает в горных и особенно в межгорных и предгорных впадинах. Здесь четвертичные отложения накапливались в условиях преобладающего прогибания. Особенность неотектонической обстановки процессов аккумуляции заключалась в развитии многочисленных внутридепрессионных поднятий и возрастающей изоляции остаточных впадин. Процесс отмирания седиментационных депрессий стал причиной сложного и неоднородного строения четвертичных толщ.

Различные условия порообразования в областях преобладающего сноса (горное сооружение) и накопления (предгорные и межгорные впадины) позволяют вслед за В. Е. Хайным (1964 г.) в формации кайнозойских моласс выделить субформации четвертичных моласс. Так, в хорошо развитых горных странах средних и низких широт по преобладающим процессам порообразования выделяются следующие субформации: ледниково-коллювиальная (горная) и флювиально-лессовая (предгорно-равнинная). Они включают определенные генетические типы и их сочетания.

При классификации генетических типов четвертичных отложений горных стран возникает ряд трудностей. В данной монографии принимается классификация (табл. 2), предложенная Е. В. Шанцером [90]. Основное внимание уделяется своеобразию процессов осадкообразования в горных странах, среди которых одним из главных является парагенез четвертичных отложений. В соответствии с собственными наблюдениями [31, 34] и следуя представлениям Е. В. Шанцера [88], под парагенезом четвертичных отложений понимаются «...сообщества горных пород, все члены которых генетически связаны друг с другом общностью или сходством основных особенностей среды осадконакопления» (стр. 29). Одной из важнейших особенностей этих сообществ в условиях областей горообразования является одновременное накопление пород различного генезиса и их преобразование в полигенные толщи под влиянием нескольких основных экзогенных порообразующих процессов. В данном разделе рассматриваются только наиболее распространенные парагенезы четвертичных отложений. В горных странах в зависимости от сочетаний геоморфологических и климатических обстановок существенно изменяются распространенные парагенетические комплексы (табл. 3). Так, могут быть выделены парагенетические комплексы склоновых отложений, но они отличаются для гляциальных и экстрагляциальных условий в предгорье или на подгорных равнинах. Основными факторами, позволяющими выделить тот или иной парагенез, являются преобладающие процессы порообразования. Например, для коллювиального ряда основное значение имеют процессы обрушения и осыпания, при совместном воздействии которых формируются обвально-осыпные отложения.

Сравнивая условия осадконакопления в горном сооружении и межгорных (предгорных) впадинах, можно сделать вывод о неравноценности элементов горного рельефа для формирования четвертичных отложений. В горных сооружениях важнейший орографический элемент представляют грандиозные склоны. Поверхности водоразделов обладают наклонами и распространены ограниченно. Склоны имеют определяющее значение в образовании разновозрастных коллювиальных отложений и являются основными поставщиками обломочного материала, в то время как реки преимущественно осуществляют его перенос в седиментационные депрессии. В межгорных и предгорных впадинах склоны значительно уменьшаются и главную роль в порообразовании играют широкие долины рек.

Значение оклиматической зональности в формировании парагенезов четвертичных отложений неравноценно. В высокогорных регионах климат определяет развитие тех или иных порообразующих экзогенных процессов (гляциальных, солифлюкционных и т. п.). В экстрагляциальной зоне в связи с относительно однородным климатом возрастает влияние геоморфологической зональности. Так, например, для межгорных, предгорных и крупных горных впадин возникает необходимость выделения следующих парагенетических, орографически обусловленных комплексов: горно-долинного, предгорно-долинного и подгорно-равнинного (см. табл. 3).

Схема классификации генетических типов континентальных осадочных образований, по Е. В. Шанцеру

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа с подгруппами		Генетический тип
I. Элювиальный (ряд коры выветривания)	А. Группа почв		Почвы (с подтипами автоморфных и гидроморфных почв) Автохтонные торфяники (верховые и низинные)
	Б. Группа собственно коры выветривания		Элювий (с подтипами термофракционного, криогенного и хемоморфного элювия)
II. Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационная группа	а. Подгруппа коллювия обрушения	Обвальные накопления (дерущий) Осыпные накопления (десперсий) Оползневые накопления (деляпсий) Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
		б. Подгруппа коллювия сползания	
	Б. Делювиальная группа (коллювий смывания)		Делювий
III. Водный (аквальный)	А. Группа отложений русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий Пролувиий Озерные отложения
	Б. Группа озерных отложений (лимническая)		
IV. Подземноводный (субтерральный)	А. Группа отложений пещер (субтерральная)		Пещерные отложения
	Б. Группа отложений источников (фонтанальная)		Туфы и травертины
V. Ледниковый (гляциальный)	А. Группа собственно ледниковых отложений (гляциальная)		Основные морены Краевые морены
	Б. Группа водолодниковых отложений (аквогляциальная)	а. Подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный) Приледниковый (перигляциальный)
		б. Подгруппа ледниково-озерная (лимногляциальная)	Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения
VI. Эоловый (ветровой)	А. Группа эоловых песков (перфляционная)		Эоловые пески
	Б. Группа эоловых лёссов (суперфляционная)		Эоловые лёссы

Основные парагенетические ряды и комплексы субформации четвертичных моласс различных геоморфологических и ороклиматических зон

Субформации четвертичных моласс и геоморфологические зоны	Парагенетические ряды				Ороклиматические зоны (современные) внутриматериковых горных стран средних и низких широт	
	горно-водораздельный	горно-склоновый		днищ горных впадин и подгорных равнин		
		пологих склонов	крутых склонов			
Парагенетические комплексы						
Гляциально-коллювиальная во внутренней и внешней зонах горных сооружений	Солифлюкционно-моренный (цирков и каров) <sup>1</sup> . Моренно-солифлюкционный (цирков и каров) <sup>2</sup>	Коллювиально-моренный (каров и долинно-каровых ледников)	Моренно-гравитационный	Горно-долинный	Солифлюкционно-моренный Гравитационно-моренный (долинных ледников) Флювиогляциальный Лимно-гляциальный	Ледниковая (гляциальная)
	Солифлюкционно-элювиальный Солифлюкционно-делювиальный	Коллювиально-солифлюкционный Солифлюкционно-делювиальный	Солифлюкционно-гравитационный Солифлюкционно-гравитационный		Солифлюкционно-аллювиальный Солифлюкционно-фанлювиальный Лимно-флювиальный <sup>3</sup>	Окраинно-ледниковая (перигляциальная)
	Делювиально-элювиальный (преобладают во внутренней зоне)	Гравитационно-делювиальный геоморфологической	Обвально-осыпной Обвально-оползневой Флювиально-гравитационный (обводненных древовидных осыпей; преобладает во внешней горной зоне)		Коллювиально-аллювиальный Фанлювиально-аллювиальный Лимно-флювиальный <sup>4</sup>	
Флювиально-лесовая в предгорной и равнинной зонах межгорных и предгорных впадин	Делювиально-элювиальный (в высоком предгорье преимущественно на дочетвертичных породах)	Делювиальный (в подзоне низкого предгорья и подгорных равнинах преимущественно на древнечетвертичных породах)	Гравитационно-делювиальный	Предгорно-долинный	Фанлювиально-аллювиальный Лимно-флювиальный	Внеледниковая (экстрагляциальная)
	Пролувиально-делювиальный (распространены на склонах растущих внутридепресссионных подъятий: хребтов, гряд и зарождающихся возвышенностей)				Подгорно-равнинный	Пролувиально-аллювиальный Озерно-пролувиальный Озерно-аллювиальный Лагуно-аллювиальный Прибрежно-дельтовый

Примечания 1, 2 — в условиях пологих наклонов поверхности; 3, 4 — фации подпрудживания озеровидных расширений в речных долинах в условиях затрудненного стока и изоляции.  
В словосочетании солифлюкционно-моренный и др. на втором месте указывается главный компонент парагенеза,

Таким образом, в горных странах для наиболее молодых четвертичных моласс выделяются две главнейшие различные физико-географические обстановки: *горы* и *подгорные равнины*. Соответственно могут быть выделены две субформации: *ледниково-коллювиальная* в горных сооружениях и *флювиально-лессовая* в сопредельных межгорных и предгорных впадинах (см. табл. 2). Ниже описаны широко распространенные парагенетические сочетания четвертичных отложений, характерные для выделенных субформаций моласс.

### ЛЕДНИКОВО-КОЛЛЮВИАЛЬНАЯ СУБФОРМАЦИЯ ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ

В *гляциальной зоне* большое значение для порообразования имеет процесс формирования горных морен. Экзарация горных пород ледниками и накопление ее продуктов протекает в парагенезе с коллювиальным процессом, так как обломочный материал непрерывным потоком поступает со склонов в присклонные части фирновых и глетчерных полей и ледников. Течение льда и фирна приводит к вовлечению коллювия в тело ледника и его дальнейшей транспортировке по троговым долинам. Если в высоких широтах экзарационная и истирающая сила огромных ледниковых масс велика, и после таяния льда остаются обширные поля морен, то в средних и особенно в низких широтах скопление гравитационного материала так тесно связано с процессом формирования горных морен, что их подразделение в этих условиях часто является искусственным. Здесь на склонах формируется полигенный коллювиально-моренный покров, а на водоразделах солифлюкционно-моренный. К днищам горных впадин также тяготеют коллювиально-моренные отложения концов долинок каровых ледников (рис. 3, I, II и табл. 3).

В *перигляциальной зоне* моренные отложения ледников главных долин замещаются моренами ледников-притоков (III, IV). Для последних роль гравитационной составляющей в формировании морен возрастает. Гравитационно-моренные образования тяготеют к верхней части склонов, замещаясь в нижней солифлюкционно-гравитационными отложениями (V, VI). На дне долин — древних трогов максимального оледенения — развиваются солифлюкционно-аллювиальные отложения. Они представляют собой полигенные образования, возникшие при одновременном накоплении продуктов солифлюкции и своеобразного аллювия. Последний часто состоит из обломочного материала перетолженных (практически без сортировки) древних морен (VII).

В *экстрагляциальной зоне* высокогорных регионов, расположенной по периферии древнего максимального оледенения, парагенетические сочетания отложений характеризуются большим разнообразием и изменчивостью. Так, например, в устьях древних цирков и каров, занятых снежниками, образуются солифлюкционно-гравитационные потоки. При перемещении вниз по склону в них происходит гравитационная дифференциация материала: из общей массы выделяются тонкие обводненные струи, выносящие мелкозем, и «струи» осыпей, состоящие из крупного обломочного материала. Эти процессы несколько различаются в связи с преобладанием пород гляциального комплекса (IX, X) на северных склонах и осыпей на южных (VIII) склонах.

На крутых склонах при дробном расчленении их поверхности формируются разнообразные гравитационные отложения, среди которых существенное значение приобретают обвально-осыпные и обвально-оползневые (см. табл. 3). Особое место в группе склоновых отложений занимают периодически обводняемые древовидные осыпи с ярко выраженными водобросным веером,

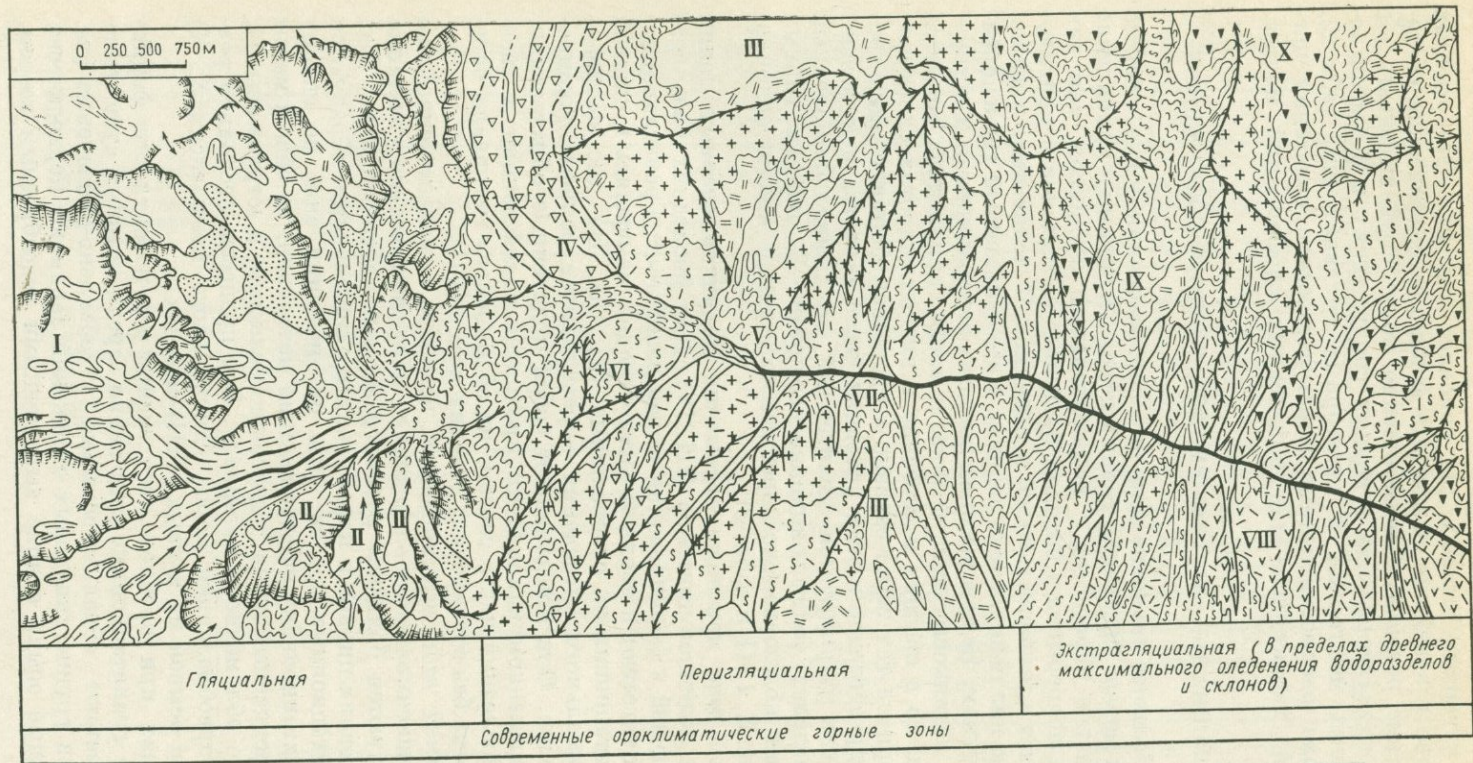


Рис. 3. Гляциально-коллювиальная субформация горного сооружения. Парагенетические сочетания морен, солифлюкция и гравитационных отложений

I — глетчерный лед и фирн; 2 — то же, с фрагментами поверхностной морены на склонах цирков; 3 — выступы коренных пород в голоценовых моренах; 4 — покровы и потоки солифлюкция. Морены голоценового и плейстоценового оледенения: 5 — молодые; 6 — древние; 7 — разновозрастные отложения солифлюкция; парагенез отложений: 8 — солифлюкционно-делювиальных; 9 — солифлюкционно-гравитационных; 10 — осипы морозного выветривания; парагенез отложений: 11 — обвалльно-осыпных; 12 — делювиально-осыпных. Выходы дочетвертичных пород: 13 — полностью обнаженные; 14 — с фрагментарным малоомощным рыхлым покровом; 15 — водоразделы; 16 — сквозные трюги-перевалы; 17 — экзарационно-эрозийные желоба стока; 18 — гравитационно-солифлюкционные конусы накопления; 19 — эмбриональные конусы выноса. Цифры I—X пояснены в тексте

крутым желобом стока и конусом накопления. В основании таких эмбриональных эрозионных каналов накапливается материал сложного генезиса — флювиально-гравитационный. В ущелистых долинах горных рек резко возрастает количество обломочного материала, поступающего со склонов. Если в перигляциальной зоне аллювиальные отложения формировались в тесной генетической связи с ледниковыми и солифлюкционными образованиями, то в экстрагляциальной их образование неразрывно связано с гравитационными отложениями. Парагенез этих отложений является главнейшей специфической чертой горного аллювия. Поэтому в горно-долинном комплексе пород экстрагляциальной области следует выделять коллювиально-аллювиальные отложения, в которых обломочный материал представлен в основном почти переработанным коллювием (см. табл. 3).

В строении горного аллювия крупных рек существенное значение имеют отложения бесчисленных конусов выноса маленьких речек притоков главных транзитных рек. Образование и накопление осадков конусов выноса в ущелистых долинах горного сооружения резко отличаются от таковых в устьях речек в условиях равнинных пространств межгорных и предгорных впадин. Поэтому для горных стран необходимо различать две разновидности отложений этого генетического типа, или два генетических подтипа: равнинного и горно-долинного пролювия. Последний в дальнейшем изложении условно именуется фанлювием. В лучшем случае только  $\frac{1}{3}$  всех отложений террас горных рек представлена аллювием (см. рис. 2, 4 и 5). Он залегает внизу на эрозионной поверхности долины данного цикла врезания. Вверх по разрезу аллювий обычно замещается фанлювиальными и гравитационными отложениями. В при-склоновых участках террас эта полигенная (фанлювиально-аллювиальная) толща часто полностью замещается коллювием. В строении покровов террас имеет место не только парагенез, но и явления наложения разновозрастных осадков: более молодых покровных гравитационно-фанлювиальных — на древние фанлювиально-аллювиальные.

#### ФЛЮВИАЛЬНО-ЛЁССОВАЯ СУБФОРМАЦИЯ МЕЖГОРНЫХ И ПРЕДГОРНЫХ ВПАДИН

Большинство крупных горных впадин и все предгорные и межгорные впадины располагаются в современной экстрагляциальной зоне. Поэтому основным критерием для подразделения флювиально-лессовой субформации является геоморфологическая зональность, определяющая распространение, мощность, фациальные изменения и парагенез породообразующих экзогенных процессов.

В предгорной зоне среди покровов пологонаклонных водоразделов можно выделить делювиально-элювиальные отложения двух типов. Первые представляют собой рыхлые, частично перемещенные образования, возникшие в результате физического выветривания третичных и более древних пород; вторые образовались в результате переотложения флювиальных осадков древних подгорных пролювиально-аллювиальных равнин, поднятых к современной эпохе на значительную высоту (рис. 4). Например, в предгорьях Средней Азии делювиально-пролювиальные толщи лёссовидных суглинков и супесей в настоящее время залегают на высотах до 2000 м. В процессе поднятия и расчленения горной страны в течение длительного времени они подвергались многократному переотложению и субаэральному диагенезу.

Среди склоновых отложений межгорных и предгорных впадин следует выделять также две разновидности: первые образовались в результате

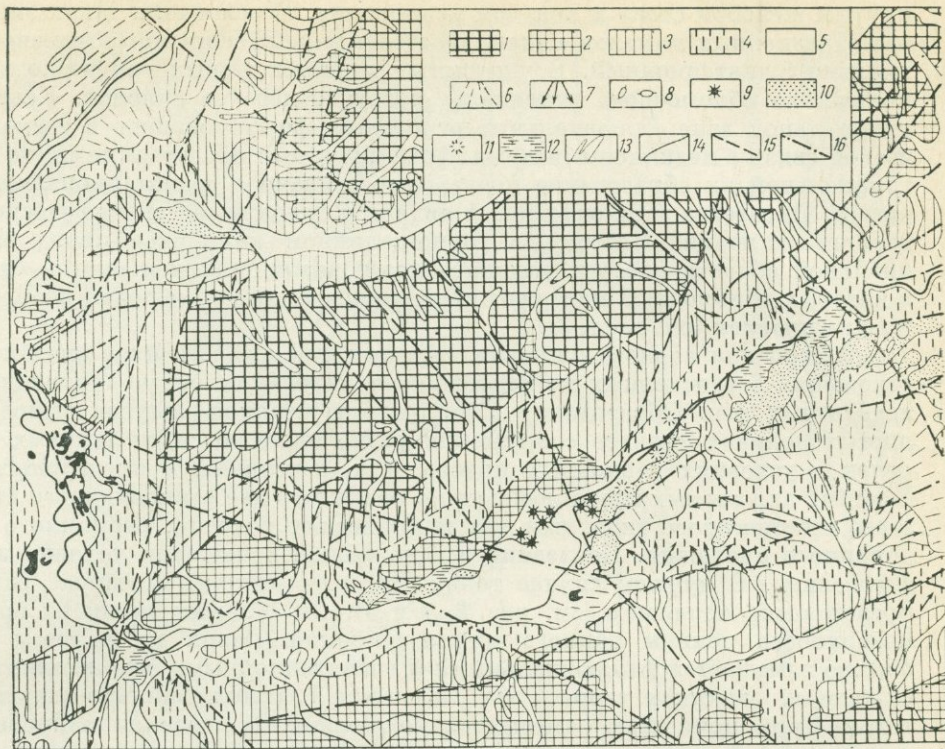
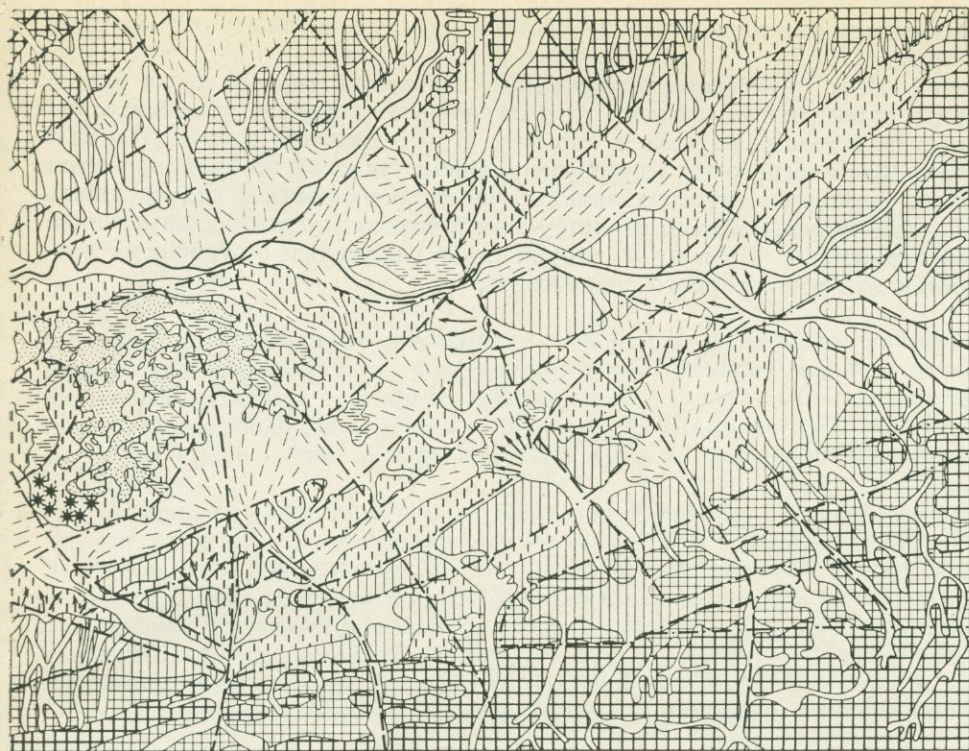


Рис. 4. Флювиально-лессовая субформация межгорных и предгорных впадин. Парагенетиче-  
в центре Ферганской впадины,

*Зональные формы рельефа:* 1 — передовые хребты-поднятия горного сооружения; 2 — высокое предгорье предгорье и слабо поднятые днища внутридепресссионных впадин с преобладанием пролювиально-делювиаль-  
кие с преобладанием пролювиально-аллювиальных отложений. *Азональные формы рельефа.* Различные типы ко-  
водотонов на участках зарождающихся внутридепресссионных поднятий; 8 — весьма пологие изолирован  
участках предполагаемого зарождающегося в рельефе поднятия; 11 — нерасчлененные поверхности такыров;  
горных рек. Границы контуров: 14 — достоверные; 15 — предполагаемые;

разрушения дочетвертичных пород, вторые вследствие переотложения древне-  
четвертичных отложений, преимущественно флювиальных (аллювиальных  
и пролювиальных), поднятых в течение плейстоцена и голоцена на различную  
высоту. В значительно расчлененном предгорье у подножия склонов часто  
одновременно накапливались пролювиально-делювиальные и гравитационно-  
делювиальные отложения (см. рис. 4). Для дна долин предгорий  
характерен парагенез транзитного аллювия с осадками конусов выноса  
местных притоков и образование фанлювиально-аллювиальных толщ (см.  
табл. 3).

В подгорно-равнинной зоне центральных районов межгорных и предгорных  
впадин несмотря на однообразные орографические условия формируются  
различные подгорно-равнинные парагенетические комплексы (см. табл. 3).  
Часто центральная часть впадин занята отложениями крупной транзитной  
реки (Ферганская впадина). В этом случае одновременно накапливаются осадки  
главной реки и ее притоков, формируя широко распространенные пролюви-  
ально-аллювиальные отложения. При наличии в центральной части впадин



ские сочетания делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений на склонах и по Н. П. Костенко (1954)

с преобладанием процессов денудации и делювиально-гравитационных прерывистых покровов; 3 — низких и пролювиально-аллювиальных отложений; подгорные равнины; 4 — высокие; 5 — пониженные и низинных выноса и сухих дельт; 6 — с блуждающими водотоками в конседиментационных впадинах; 7 — врезанные возвышенности; 9 — останцы древних террас; 10 — аллювиально-пролювиальные перевейные пески на 12 — участки подпруживания и затрудненного стока поверхностных и грунтовых вод; 13 — врезанные русла 16 — обобщенные очертания поднятий

озерного бассейна одновременно накапливаются отложения различного генезиса, образуя озерно-аллювиальные и озерно-пролювиальные толщ. Примером подобного сочетания служат отложения низких равнин, обрамляющие Иссыккульскую впадину. По-видимому, такие же осадки накапливались в начале четвертичного периода и на юге Таджикской депрессии, а также в центре Ферганской котловины. При значительных абсолютных погружениях часть межгорных (предгорных) впадин может быть занята морским бассейном. В этих случаях наблюдаются сочетания аллювиальных, пролювиальных и прибрежно-морских отложений. В результате колебаний береговой линии возникают полигенные толщ: аллювиально-лагунные и пролювиально-лагунные (низких равнин Закаспийской впадины в дельте р. Атрек и т. п.).

Указанные парагенетические сочетания не исключают широкого развития (по площади) некоторых генетических типов и в условиях обширных равнинных пространств. Их выделение обязательно. Но не следует в орогенные области со сложным строением рельефа и климата механически переносить закономерности формирования отложений, свойственные равнинам платформ. Это ведет

к неправильным палеогеографическим построениям и ошибочному определению генезиса пород.

Краткий обзор парагенеза четвертичных отложений горных стран позволяет избрать определенную систему их дальнейшего описания, применительно к особенностям строения рельефа и климата. В последующих главах (II—VII) для каждого генетического типа приводится анализ условий его формирования в различных геоморфологических зонах горного сооружения и сопредельных впадин. Горные морены обычно формируются в близких условиях внутренней и внешней горных зон. Поэтому во второй главе гляциальные отложения рассматриваются для всего горного сооружения.

ГОРНАЯ  
МОРЕНА

Великое плейстоценовое оледенение Северного полушария является одним из явлений, привлекавшим большое внимание. Поэтому моренам равнин платформенных областей посвящена обширная литература. Образование моренных покровов подробно описывается в работе Е. В. Шанцера [89]. В ней дан также и общий критический анализ наиболее крупных исследований материкового оледенения.

Оледенения горных стран изучены неравномерно. Наибольшее количество трудов касается высокогорных регионов Европы. Начало изучения горных ледников относится к концу XVIII в. и уже в середине XIX в. в трудах Д. Тиндаля и А. Гейма вводится понятие «гляциальная зона». Описание типов горного оледенения и экзарационного рельефа выполнено первыми исследователями высокогорных регионов (Ф. А. Форел, Г. Гесс и др.). Однако только после изучения материкового оледенения (И. Рассел, В. Агасиз, В. А. Севергин, П. А. Кропоткин) началось систематическое изучение четвертичного оледенения.

Фундаментальные труды по морфологии горного оледенения выполнены А. Пенком на примере Альп. Детальными исследованиями многих других ученых (Е. Брюкнер, А. Пенк, Э. Мартоин, С. Тролл) установлены множественность оледенений и их неправильная периодичность. Аналогичный характер горных оледенений, разновозрастность морен и ледникового рельефа выявлены и в других горных странах: И. Партчем в Карпатах, А. Л. Рейнгардом на Кавказе, А. П. Федченко, К. К. Марковым на Памире, М. В. Троновым на Алтае и т. п. При всесторонней и детальной морфологической характеристике ледникового рельефа ряд вопросов, непосредственно связанных с условиями формирования горных морен, до сих пор окончательно не решен. Так, например, почти на протяжении всей истории изучения горного оледенения его рельефообразующая роль оценивается различно. Г. Гесс, А. Пенк, А. Филиппсон и ряд других ученых придавали большое значение экзарационной деятельности льда. Противоположного мнения придерживались А. Гейм, Э. Дригальский, Г. К. Тушинский и др. Этот вопрос остается дискуссионным и сейчас.

С введением понятия об активном, пассивном и мертвом льдах определение экзарационной деятельности рассматривалось в зависимости от скоростей течения и масштабов движущейся массы льда. Реконструкция древнего, доледникового, рельефа также способствовала уточнению рельефообразующей роли оледенений. Исследования горных стран позволяют считать, что в пределах средних и низких широт климатические условия ограничили экзарационную деятельность льда. По-видимому, здесь оледенение привело только к своеобразной моделировке доледникового рельефа, локальным пропилам ледоразделов и частичной перестройке стоков снежно-ледовых масс. Экзарационная

способность горных ледников в значительной степени зависела от динамики ледового потока, изменяющегося в соответствии с ороклиматическими и орографическими условиями горного сооружения [23, 24] и др.

## 1. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ В ГОРНОМ СООРУЖЕНИИ

Возникновение и аккумуляция снежно-ледовых масс в значительной степени зависят от морфологии общего поднятия — горного сооружения. Развитие оледенения и его тип определяются совместным воздействием двух процессов: направленного неравномерного роста гор и периодического изменения планетарных климатических условий. Для горных стран низких широт первый процесс — орогенный — определил само явление «вступления» воздымающихся хребтов в хиносферу и размеры области, охваченной оледенением. Поэтому при близких или аналогичных общепланетарных изменениях климата только высокие горные сооружения (например, Памир) испытали значительные оледенения, а среднегорные (Копетдаг) продолжали развиваться во внеледниковых условиях. В высоких широтах высота гор (как внешнее выражение горообразования) в развитии оледенения имела подчиненное значение.

Второй процесс — периодические изменения климатических условий — оказывал существенное влияние на масштаб оледенения и строение ороклиматических зон, в частности на повышение или понижение снеговой границы. Для всех горных стран Европы установлено значительное понижение снеговой границы в среднем плейстоцене и ее неравномерное сокращение (типа затухающих колебаний) в позднем плейстоцене — голоцене.

На этом общем фоне и положение снеговой границы изменялось в соответствии с местными изменениями климата, главным образом аридности или гумидности. Например, в Альпах установилось более низкое положение среднеплейстоценовой гляциальной области по сравнению с таковой в горных сооружениях Азии (Тянь-Шань и др.). То же наблюдается и в областях современного оледенения этих горных стран. В пределах одного и того же горного сооружения степень аридности часто определяет масштабы оледенения вопреки гипсометрическим условиям (Западный и Восточный Памир).

Большое значение в развитии оледенения имеет также положение хребтов относительно общего поднятия и сопредельных впадин. В окраинных хребтах (особенно на их сопряженных склонах), обращенных к прогретым аридным межгорным и предгорным впадинам, оледенение всегда резко сокращено (хребты Атбаш и Кокшаалтау в Тянь-Шане и др.). Обратное явление наблюдается на склонах, обращенных к высокоподнятым холодным горным впадинам, и вообще во внутренних хребтах (им. Академии наук на Памире, Гиндукуш в Гималаях и др.).

Приведенными фактами не исчерпывается все разнообразие местных обстановок, поэтому при анализе гляциальной зоны очень важно учитывать пространственное положение исследуемого района в ороклиматической структуре горной страны. Но несмотря на локальные искажения, вносимые частными факторами, общий тип оледенения, размеры снежно-ледовых масс и динамика потоков льда определяются сочетанием общеклиматических условий с ростом общего поднятия — горного сооружения и его геоморфологической зональностью.

На протяжении четвертичного периода в различных горных странах в зависимости от их географического положения и высоты развивались оледенения карового долинного, а также покровного и полупокровного типов, объединенные промежуточными формами. В высоких горных сооружениях низких широт даже в эпоху максимального развития на сводах и в присводовых регионах общих поднятий возникали оледенения покровного и полупокровного типов. На склонах преобладало долинное оледенение, а по периферии — каровое. В современную эпоху регрессии ледников в высокогорных сооружениях средних и низких широт сохранилось лишь долинное оледенение, которое имеет ограниченное развитие; более широко распространено долинно-каровое и каровое. Это определило изолированность некоторых скоплений льда и мозаичность снежно-ледовых масс горных сооружений.

*Каровое оледенение* возникает при незначительном развитии гляциального процесса. Этот тип оледенения может также предшествовать долинному или завершить его регрессию. При каровом оледенении гляциальные формы представлены каровыми ледниками. Последние при ограниченном развитии оледенения занимают только наиболее высокое положение — свод и присводовые участки горного сооружения. В случае более широкого развития оледенения каровые ледники смещаются на склоны поднятия, образуя периферическую подзону каровых ледников, которая обрамляет центральную подзону долинных ледников. В горных сооружениях с довольно крутыми склонами область развития карового оледенения примерно совпадает со сводом общего поднятия. При пологих склонах действие местных факторов возрастает и очертания областей развития каровых ледников становятся более сложными.

По своему местоположению относительно главных элементов рельефа каровое оледенение является *приводораздельно-склоновым*. В широтно вытянутых горных сооружениях выделяются односторонний и двусторонний подтипы. Так, в начале гляциального процесса кары располагаются только в приводораздельной части на склонах северной экспозиции. При дальнейшем его развитии возникают каровые ниши и на склонах южной экспозиции, но с менее развитыми снежно-ледовыми массами. При каровом оледенении наблюдаются полосчатые общие очертания изолированных снежно-ледовых масс, которые маркируют простирания новейших поднятий — основных хребтов горного сооружения. В условиях широкого распространения сквозных долин в основном с ортогональным и диагональным очертаниями возникает решетчатый рисунок водоразделов и соответственно усложняются и общие очертания районов развития каровых ледников. При различно ориентированных сквозных долинах в регионах без резкой дифференциации на высокие и низкие хребты и с монотонными средними высотами приуроченность каров к приводораздельно-склоновым участкам хребтов становится неясной. «Пятнистые» скопления каровых ледников возникают при оледенении расчлененных плоскогорий с однообразными высотами.

Помимо первичного карового оледенения, сформировавшегося на доледниковом рельефе в современную эпоху регрессии долинного оледенения, широко распространено вторичное, или остаточное, каровое оледенение. В этом случае позднелайстоценовые и современные кары наследуют впадины древних разветвленных цирков, занимая в них оптимально благоприятные участки для консервации и пополнения льда, т. е. преимущественно на северных и северо-восточных склонах.

По степени заполнения каровых ниш фирном и льдом выделяются различные типы каровых ледников. Среди последних значительно распространены

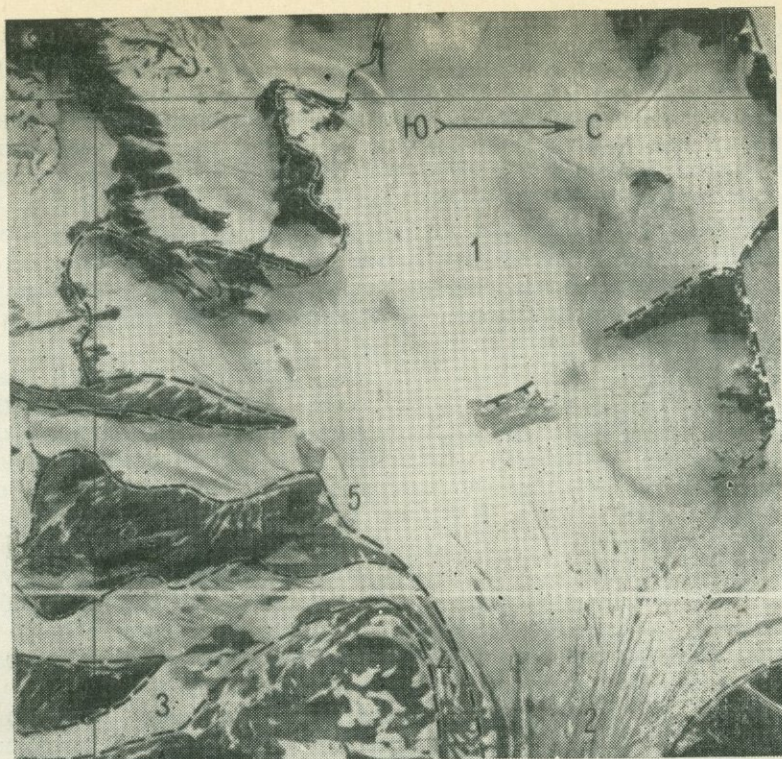


Рис. 5. Каровое и долинно-каровое или приводораздельно-склоновое оледенение; долинно-каровый ледник с потоком активного льда. Цифры 1—5 пояснены в тексте

*редуцированные* — с частично заполненными карами, *нормальные* — с полностью заполненными карами и *гипертрофированные* — с переполненными карами. Последние имеют линейно-вытянутую форму и излишки снежно-ледовых масс выступают у них за пределы каров (рис. 5, 1).

По степени подвижности каровых ледников они могут быть подразделены на *мертвые* — с неподвижными снежно-ледовыми массами, лишенными источника питания, *отмирающие*, или *пассивные*, со слабо подвижной массой льда и *живые*, или *активные*, с подвижным льдом.

В зависимости от развития снежно-ледовых масс и баланса процессов абляции и аккумуляции активные льды могут наступать, сохранять стационарные границы или отступать. Пассивные и мертвые льды только сокращаются. В эпоху трансгрессии оледенения в подзоне карового оледенения начинают преобладать долинно-каровые ледники. Они являлись одним из промежуточных звеньев, объединяющих трансгрессивный ряд ледников от каровых до долинно-каровых. Удлиненные снежно-ледовые массы в переполненных карах и долинно-каровые ледники развиваются в пограничных районах карового и долинного оледенений. Но в современную эпоху — регрессии оледенения — они представляют собой остаточные типы, сформировавшиеся в процессе отмирания долинных ледников (рис. 5). Каровые ледники также являются остаточными, образовавшимися на месте плейстоценовых долинно-каровых

ледников. В угасающих долинных ледниках происходит их постепенное превращение в долинно-каровые формы: здесь выделяются следующие элементы гляциального рельефа. Фирновое поле (1) неполностью заполняет большой древний цирк, поэтому в его рельефе отчетливо выступают скалистые склоны и намечается порог, непосредственно ниже которого располагается поток пасивного льда (2). Он уже перекрыт у склонов солифлюкционными конусами накопления (4), которые формируются под устьями висячих каровых ледников (3). Поток льда, вытекавший из устья этих каров, иссяк и теперь на скалистых склонах сохранились лишь молодые солифлюкционно-моренные отложения (5), местами они уже прорезаны ручьями, отложившими на дне древнего главного трога солифлюкционно-фанглювиальные конусы.

*Долинное оледенение* соответствует значительному развитию гляциального процесса в горном сооружении (рис. 6). Общие очертания районов распространения долинных ледников еще в большей степени, чем каровых, зависят от строения горного сооружения. Если долинное оледенение соответствует максимальному оледенению данного горного сооружения, то район развития долинных ледников располагается в центре общего поднятия, занимая наибольшие высоты. Долинных ледники (1) примерно концентрически обрамляются каровым оледенением (4).

Выделяются две стадии долинного оледенения: первая — частичное оледенение долин (только притоков). Она развивается при удлинении долинно-каровых ледников и их превращении в долинных ледники притоков. Долины притоков всегда расположены значительно выше дна главных долин, особенно если последние приурочены к горным впадинам. Поэтому в процессе оледенения в первую очередь вовлекаются долины, врезанные в горные склоны, и здесь скапливаются снежно-ледовые массы. Эта стадия может быть выделена как стадия долинно-склонового оледенения. На формирование долинных ледников также влияет экспозиция горных склонов. В начале долинно-склонового оледенения потоки льда развиваются в основном в трогах притоков на северных и северо-восточных склонах хребтов (2). В дальнейшем односторонний сток льда со склонов сменяется двусторонним (3), но в большинстве случаев не равным, а с явным преобладанием поступления снежно-ледовых масс со склонов северной и северо-восточной экспозиций.

Вторая стадия долинного оледенения возникает в процессе продолжающегося воздымания горного сооружения или при изменениях климата, благоприятных для оледенения, а также при совместном воздействии тектонического и климатического факторов. Второй стадии соответствует общее оледенение долин, в том числе и главных рек, приуроченных к горным впадинам. При этом формируются крупные потоки льда в трогах большой протяженности (1). Эта стадия характеризуется заполнением льдом главных долин и долин притоков, поэтому она может быть названа стадией *общего долинного оледенения*.

В горных сооружениях с широтным и близким к широтному простиранием долинное оледенение сопровождается неравномерным накоплением льда на горных склонах — *асимметрией оледенения*. На северных склонах, древних (доледниковых водоразделов) развиваются гигантские цирки (2). Они переполняются льдом, который начинает перетекать через седловины. Так постепенно возникают новые направления сбросов излишков льда из переполненных цирков по сквозным трогам. Одновременно в горных впадинах — продольных трогах — в связи с неравномерным оледенением склонов основные потоки льда смещаются в северном направлении. Это явление иногда перерастает в прорыв водоразделов на северном склоне и приводит к возникновению новых стоков



Рис. 6. Общее долинное оледенение с мощным потоком активного льда в главной троговой и долинным на северном склонах.

основных потоков льда. Такие прорывы подробно описаны для ледниковых зон Тянь-Шаня и Памира и поэтому здесь лишь упоминаются как явления, наиболее характерные для долинного оледенения в эпоху его наибольшего распространения [23, 34].

*Полупокровное оледенение* формируется при значительном оледенении горного сооружения. Сначала возникают удлиненные ледники с концом, выдвигающимся за пределы гляциальной зоны. Этому способствуют большие поступления льда из трогов притоков и разросшихся цирков, объединивших в себе сопредельные ниши. Переполнение цирков приводит к постепенному погружению скалистых склонов в снежно-ледовую толщу. Верховья древовидных ледников (с обширной системой притоков) превращаются в общее фирновое поле с редкими выступами наиболее высоких скалистых вершин хребтов, которые ранее разделяли области питания. В благоприятных климатических условиях



долине-впадине и асимметричным оледенением трогов притоков долинно-каровым на южном  
Цифры 1—6 пояснены в тексте

при дальнейшем развитии оледенения на своде общего поднятия могут образоваться участки с покровным оледенением или центры оледенения — ледниковые шапки. По-видимому, таким было древнее максимальное оледенение в наиболее высоких горных сооружениях Евразийского горного пояса. В современную эпоху гляциальные зоны с аналогичным или близким строением встречаются только в высоких широтах (например, в северных регионах Кордильерского горного пояса).

## 2. ФОРМИРОВАНИЕ ГОРНЫХ МОРЕН

На уплощенных водоразделах и пологих склонах местами сохранились отложения древнего плейстоценового полупокровного оледенения. Они представлены плащеобразными скоплениями валунных пылеватых суглинков,

в различной степени обогащенных щебенистым и песчаным материалом, часто уплотненными известковистым цементом. В районах с широким распространением многолетней мерзлоты покровы древних морен в связи с неоднократным таянием и замерзанием характеризуются сглаженными поверхностями, осложненными оплыванием, просадками, течениями грунта, а также наложенными эмбриональными эрозионными формами.

В связи с преобразованием верхней части древних моренных покровов их можно подразделить на две толщи: нижнюю — собственно моренную и верхнюю — покровную, преимущественно солифлюкционную. На пологих склонах водоразделов древние морены перекрываются и обрамляются солифлюкционно-элювиальными отложениями. Из-за плохой сохранности, последующего диагенеза и ограниченного распространения условия формирования этих отложений изучены плохо. Они не типичны даже для высоких горных стран средних и низких широт, так как древнее полупокровное оледенение было распространено ограниченно. В эпоху максимального оледенения здесь преобладали грандиозные долинные древовидные ледники с оледенением полупокровного типа только в некоторых регионах области питания. Позднее, вследствие регрессии оледенения, они превратились в простые долинные ледники и даже в долинно-каровые формы остаточного долинного оледенения. Наиболее типичные отложения горных оледенений представляют морены долинных ледников. В условиях максимального распространения долинного оледенения возникали оптимальные условия для формирования горных морен. В плейстоцене они господствовали не только на своде, но и на склонах всего горного сооружения. В современную эпоху потоки льда и отложения мощных древовидных долинных ледников удается наблюдать лишь в наиболее высокоподнятых регионах и при благоприятном климате (на Памире в системе ледника Федченко, на Тянь-Шане в системе ледников Хан-Тенгри и в других местах).

В условиях долинного оледенения область экзарации ледников ограничивается довольно четко и соответствует области распространения масс активно движущегося льда. В этих пределах и формируется основная масса донной морены в результате общей и очаговой экзарации активным льдом неровностей склонов и дна трога (5). Наличие щебенисто-валунного материала в придонной части концов живых движущихся ледников (особенно на участках подпруживания) благоприятны для насыщения нижней части ледникового потока обломочным материалом и его дальнейшей транспортировки в придонной части ледника. Этот способ перемещения обеспечивается большими уклонами, гравитационным движением льда, значительными скоростями его перемещения, особенно в долинах притоков, а также процессами режелации.

В продольном сечении трога с быстро движущимся потоком активного льда могут быть выделены зоны преобладающих экзарации и аккумуляции. Зона преобладающей экзарации располагается в верхней части долины обычно в пределах последнего оледенения. Только в благоприятных условиях — при значительных уклонах ложа трога и большой мощности потоков льда — эта зона развивается и в сопредельных районах перигляциальной области. Зона преимущественной аккумуляции располагается в нижней части троговой долины. Для условий максимального оледенения характерно ее значительное выдвижение в древнюю перигляциальную зону. Переход от экзарации ложа и склонов долины к отложению горной морены определяется рядом факторов.

Донная морена активных ледников максимального плейстоценового оледенения, по-видимому, составляла большую часть суглинисто-обломочного мате-

риала основных морен, отложенных уже не выпахивающими, а пассивно текущими потоками льда за пределами зоны ледниковой экзарации. Поэтому древние склоновые отложения, поступающие на поверхность движущегося льда, играли различную роль в формировании основной морены: для среднеплейстоценового оледенения она была более скромной, чем для верхнеплейстоценового. Особенно резко количество гравитационных отложений, участвующих в формировании горной морены, возросло с начала общей регрессии последнего оледенения гор. В современную эпоху трудно переоценить роль гравитационных отложений, являющихся главным источником обломочного материала угасающих долинных ледников.

Если потоки пассивных льдов, еще не утративших связи с источником питания ледовыми массами, медленно переносят поступающий со склонов обломочный материал, то мертвые льды, полностью оторванные от области питания и преимущественно неподвижные, погребаются под осыпями физического выветривания горных склонов. Поэтому по мере превращения активного льда в пассивный и мертвый склоновые отложения начинают частично замещать и даже полностью вытеснять отложения донной морены, образуя преимущественно в присклоновых участках трога солифлюкционно-осыпные накопления. Они часто трудно отличаются от боковых морен древних потоков активного льда. Для пассивных и мертвых ледников характерно формирование гравитационно-солифлюкционных и солифлюкционных покровов, связанных с выветриванием — разрушением сопредельных склонов. Эти образования вследствие оползания и течения (в условиях таяния ледника) перемещаются вниз по долине к ее центральной части, образуя постседиментационный покров на основной морене тающего мертвого ледника. Очень редко можно наблюдать довольно отчетливую границу между собственно моренными и моренно-гравитационно-солифлюкционными отложениями. Она выделяется благодаря значительному преобладанию мелкозема в верхней части суглинисто-глибовой толщи. Чаще граница остается неясной, особенно там, где отложения донной морены постепенно переходят в вышележащий гравитационно-солифлюкционный покров.

В условиях средних и низких широт в основании ледника весьма широко распространены процессы режелации. Их развитию в нижней части ледникового потока способствуют внутриледниковые и подледниковые разобщенные струйки воды (б), мощность и количество которых быстро возрастают к концу ледника, особенно при таянии и уменьшении мощности движущейся массы льда.

*Формирование горной морены крупных и долинных древовидных ледников.* Ниже как пример рассматривается троговая долина древовидного ледника Памира с потоком активного льда (рис. 7). Одной из особенностей положения главных плейстоценовых долинных ледников является их приуроченность к продольным долинам древней гидрографической сети, а наиболее значительных — к горным впадинам — грабенам и синклиналиам. В рассматриваемом примере плейстоценовый поток активного льда использовал древнюю долину-впадину широтного простирания А, обрамленную на севере хребтом Б, а на юге — хребтом В. В процессе неравномерного оледенения склонов долин и в результате воздействия местных тектонических и климатических факторов изменялись очертания области питания ледников притоков и направления стока льда.

Из тектонических факторов решающее значение имело отмирание горной впадины (А), занятой потоком льда и ее сокращение в результате роста хребтов-поднятий (Б и В) и поперечной (к поднятиям) перемычки (Г, Д, Е). Из

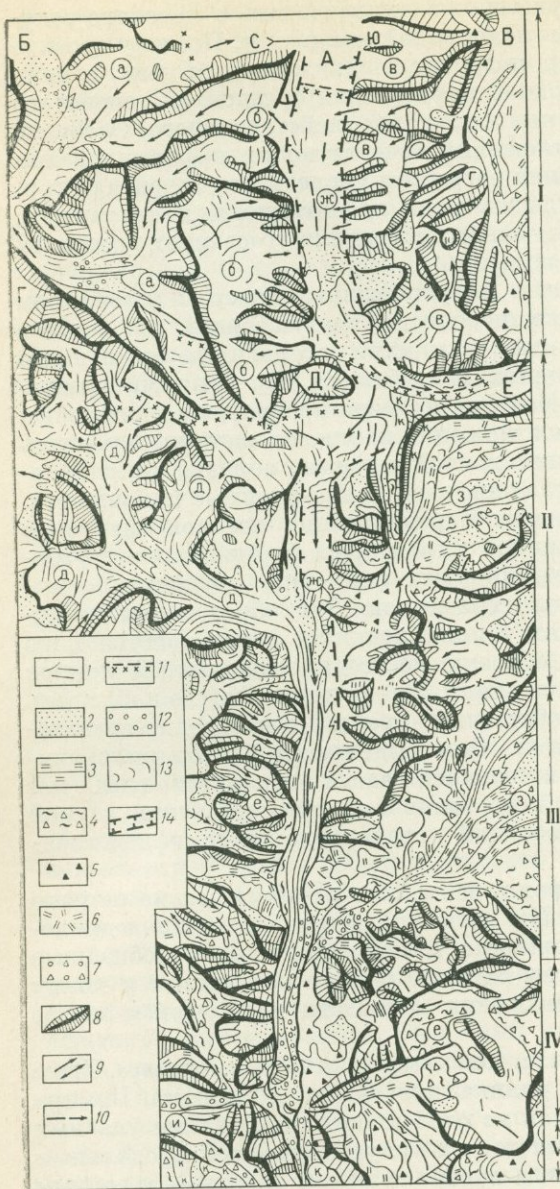


Рис. 7. Схема парагенеза склоновых и «чистых» моренных отложений в процессе формирования горной морены в бассейне современного долинного ледника

1 — лед с трещинами без обломочного материала; 2 — лед, обогащенный обломочным материалом; 3 — полосы поверхностной морены местами с покровом солифлюкcia; 4 — солифлюкционно-моренные отложения; 5 — солифлюкционно-гравитационные отложения; 6 — осыпи морозного выветривания; 7 — гляциально-аллювиальные отложения; 8 — фрагменты хребтов. Направление потоков льда: 9 — современное; 10 — древнее; 11 — примерные очертания новейшего поперечного поднятия; 12 — термокарстовые воронки; 13 — солифлюкционные террасы и наteki; 14 — очертания современного главного трюга. Буквы А—Е, а—к и цифры I—V пояснены в тексте

климатических факторов большую роль сыграло различие оледенений южного и северного склонов субширотно и широтно ориентированных хребтов (Б и В). Эти условия развития трюговой долины (А) определили возникновение новых направлений стока льда. Реконструкция древних очертаний главного трюга (А) позволяет предполагать, что поток активного льда простирался дальше к востоку (I) и в пределах рассматриваемого участка имел на всем протяжении общее западное направление стока (пунктирные стрелки). В связи с развитием в трюге поперечного поднятия (Г, Д, Е) возникло подпруживание льда и сброс его излишков через седловины хребта (В), а затем образовался новый местный ледораздел (Г, Д, Е).

В современных очертаниях трюговой долины А в потоке льда могут быть выделены три характерные части: I — древняя, уже не относящаяся к истокам со-

временного ледника; II — новое верховье — основная область питания и течения активного льда; III — средняя часть долинного ледника — сложная система транспортировки льда и обломочного материала по главному трюгу с постепенным переходом масс льда от активных к пассивным; IV — нижняя слабо подвижная часть, граничащая с эрозионно-аккумулятивной долиной (V), где из льдистой морены вытекает поток (к). В первой располагается исток главного ледника. Здесь вследствие переполнения цирков льдом ледоразделы главных хребтов (Б и В) значительно расчленены и имеют неясные очертания.

Древний ледораздел восстанавливается лишь примерно по нунатакам. Поэтому границы главного трога (А) также не везде отчетливо выражены. На рис. 7 буквами показаны полуразобщенные, местами слившиеся цирки трогов-притоков на северном (а) и южном (б) склонах хребта, а также почти разобщенные и изолированные цирки на северном (в) и южном (г) склонах хребта (В). Сопоставление очертаний цирков и трогов притоков устанавливает неравномерность оледенения горных склонов в зависимости от экспозиции. В данном примере эта закономерность осложняется различной высотой хребтов (Б и В) и различным температурным режимом, который в низких широтах резко изменяется даже при незначительной разнице в высотах хребтов, определяя разные условия формирования фирновых полей. Поэтому влияние экспозиции склона на масштаб оледенения можно выяснить при сравнении склонов одного и того же хребта, если они находятся в прочих равных условиях (например, сопрягаются с односторонними горными впадинами)<sup>1</sup>.

В высокоподнятом районе (I) все цирки, трогов-притоки и главный трог характеризуются избыточным заполнением чистым фирном и глетчерным льдом, на поверхности которого практически полностью отсутствуют скопления обломочного материала. На северных склонах хребтов, в истоках трогов-притоков наблюдается развитие *агрессивных цирков* (а и б). Под этим условным наименованием выделяются активно развивающиеся цирки и перехватывающие области питания у цирков, расположенных на южных склонах. В процессе избыточного заполнения массами льда возникает первоначальный сброс излишков через ледораздел в южном направлении, в цирки южных склонов, где условия оледенения хуже и уровень заполнения цирков ниже. В результате в наиболее благоприятных местах ледораздел оказывается нарушенным и хребет пропиленным на различную глубину висячими короткими трогом-перевалами. Впоследствии агрессивные цирки в процессе отступления ледоразделов в южном направлении полностью захватывают область питания и как бы поглощают цирки южных склонов, образуя единое фирновое поле со стоком льда в северном направлении. Такие цирки можно увидеть на северных склонах субширотных хребтов высокогорных регионов (см. рис. 7). Возможно, развитию перехвата областей питания способствуют мощные потоки льда на северных склонах хребтов с глубокими долинами-трогами. Последние вовлекают в общий поток фирн из сопредельных (южных) цирков в условиях сообщающихся областей питания на участках трогов-перевалов. При значительной разработке перевалов возникают сквозные цирки удлинённых очертаний со сбросом льда в северном направлении (а и б). Это вызывает отмирание цирков (б и г) южных склонов или сохранение лишь незначительного стока в южном направлении. При незначительной разработке сквозных трогов-перевалов цирки на северном и южном склонах в общем сохраняют свою автономность.

Несколько иная картина развития областей питания наблюдается в тех случаях, когда хребет граничит с глубокой горной впадиной. Здесь наблюдается значительное различие в степени заполнения фирном цирков северных склонов (в) и южных (г). Первые как бы «затоплены» ледово-снежными массами и поэтому представляют собой полуизолированные чаши с множеством общих участков фирнового поля. Вторые — цирки южных склонов — угнетены, значительно разобщены и заполнены в присклоновых участках обломочным материалом преимущественно обвально-осыпного происхождения. Здесь

<sup>1</sup> См. выше анализ условий оледенения склонов передовых хребтов горного сооружения.

образование «агрессивных» цирков не получило значительного развития вследствие близости горной впадины ниже расположенной и поэтому более «теплой», чем высоко расположенный главный трог (А).

Второй регион соответствует современной области развития активного льда (II). Перемычка (Г, Д, Е) образовалась в эпоху наибольшего развития оледенения и местного воздымания хребтов (Б и В). Только в эпоху общей регрессии оледенения здесь начал формироваться новый ледораздел (Г — Д), а в западной части хребта (Б) стало развиваться верховье нового трога и основная область питания современного потока льда (д). В пределах всего II региона снежно-ледовые массы (за исключением участков с очаговой экзарацией) характеризуются отсутствием поверхностной морены и небольшим скоплением боковой морены, приуроченной главным образом к южному склону хребта (А).

Третий регион (III) представляет собой область преобладающей транспортировки снежно-ледовых масс и их обогащения донной и главным образом поверхностной и боковой мореной. Устанавливаются следующие основные источники обломочного материала, поступающие в поток замедленно движущегося льда в главном трог: 1) присклоновые скопления обвально-осыпного материала; 2) моренно-осыпные отложения в конце ледников малых трогов-притоков высокого порядка (преимущественно южных склонов хребтов); 3) морены и моренно-осыпные отложения крупных трогов-притоков.

Роль коллювиальных отложений в строении (горной) морены на различных участках главного трога неравноценна, хотя они присутствуют везде, как составляющая обломочного материала морен. В верховьях развивающихся цирков и каров (т. е. в условиях их заполнения снежными массами и быстрого стока льда) всегда наблюдается чистая белая поверхность. Несмотря на интенсивное (преимущественно морозное) выветривание склонов хребтов, обрамляющих область питания, отсутствие значительных скоплений обломков на поверхности фирнового поля (даже в присклоновых участках) объясняется быстрым и полным выносом поступающего материала и незначительной протяженностью склонов, выступающих над поверхностью льда (а, б и д). В отмирающих и мертвых цирках и карах, наоборот, повсеместно наблюдаются скопления солифлюкционно-осыпного материала в присклоновых участках и ореолы обломков на поверхности в районе главного порога и других выступов скалистого ложа области питания (е).

Скопления обломочного материала часто возникают на участках резких перегибов коренного ложа трога, которые обычно сопровождаются некоторым сужением долины (ж). Здесь в результате очаговой экзарации внутренняя и донная морены как бы выдавливаются из более глубоких горизонтов ледникового потока на его поверхность.

Таким образом, в ряде случаев локальные скопления обломочного материала, окруженные чистым льдом, маркируют ригели на дне троговых долин и очертания главного порога на участках резкого перегиба ложа. Помимо обогащения экзарационным обломочным материалом, поток льда вниз по долине постепенно насыщается коллювиально-солифлюкционным обломочным материалом, поступающим со склонов.

В верхней части современного ледникового бассейна (Д) на границе с областью питания преобладают «сухие» осыпи морозного выветривания, представляющие собой брекчиевидную массу. Солифлюкционные потоки либо полностью отсутствуют, либо характеризуются незначительным развитием и тяготеют к склонам западной и южной экспозиций. Ниже часто встречаются переходные типы от гравитационных потоков к солифлюкционным, которые

постепенно вниз по долине вытесняют «сухие» осыпи морозного выветривания. Сопоставление механического состава осей морозного выветривания и солифлюкционных потоков позволяет считать, что солифлюкций повсеместно отличается обилием пылеватого материала. Последний вместе с тающим льдом образует своеобразный «заполнитель» пустот, который связывает крупные обломки в горной морене.

На поверхности ледника в средней части трога (III) формируется полоса поверхностной морены, которая часто объединяется с внутренней и донной мореной. В области активного течения эти морены представляют собой слой льда, переполненный обломками различных размеров: от крупных глыб до пылеватого материала включительно.

В нижней части трога мощность этого слоя увеличивается и возникают обширные покровы на поверхности ледника главной долины. Помимо процесса вытаивания обломков из льда, формированию ледово-валунно-суглинистого покрова способствуют потоки обломков, поступающие из устьев мелких притоков особенно южных склонов трога (е). При этом значительная часть накапливается непосредственно в основании хребтов, обрамляющих долину (А). Сравнение строения толщи льда на участках сопряжения ледников притоков с главным потоком льда позволяет установить следующие часто встречающиеся соотношения.

В верхней части главного трога все потоки льда сравнительно «чистые». Вниз по долинам они повсеместно значительно обогащаются обломочным материалом, особенно в устьях ледников-притоков. В некоторых бассейнах лед на всем протяжении значительно обогащается обломочным материалом, что, по-видимому, связано с незначительным притоком «чистого» льда из области питания и с интенсивным разрушением склонов трога-притока (з). Поэтому здесь (III—IV) присклоновые участки главного трога-притока оказываются как бы засыпанными, погребенными под осыпями и потоками солифлюкция, поступающими из устьев притоков (з). Такое явление почти всегда свидетельствует о весьма медленном течении льда в главном троге и его переходе из активного в пассивное состояние, при котором ледяной «поток» не успевает транспортировать все огромное количество продуктов денудации, идущих из устьев притоков и непосредственно со склонов в главную троговую долину (А).

Вблизи снеговой границы на склонах южной экспозиции ледники-притоки часто заканчиваются несколько выше устья древнего трога и объединяются с трогом главной долины посредством солифлюкционно-гравитационных потоков, текущих от конца ледников (з). Общее изменение динамики — переход активного потока льда в пассивный — сопровождается быстрым и значительным замещением льдистых масс обломочным материалом и грязекаменными покровами, а также развитием множества термокарстовых воронок и натечных солифлюкционных террас. Из-за наличия внутриледниковых потоков давление льда на внутренние препятствия и преодоление трения в придонных участках, насыщенных донной мореной, снижаются. В результате начинается частичная разгрузка обломочного материала и образование нижних слоев основной морены, по которой еще продолжает перемещаться верхняя «облегченная» часть потока льда. В перигляциальных условиях в активно движущемся потоке льда разгрузка обломочного материала связана с оседанием моренного материала в процессе придонного таяния — частичного переплавления в сочетании с режелацией. Поэтому вниз по долине в условиях перехода к пассивному льду формируется зона преобладающей аккумуляции — разгрузки донной морены. В конце ледника главного трога (на границе IV и V регионов) разгрузка

обломочного материала возрастает и полностью замещает его перенос. Здесь, в главном троге (А, У) речной поток протекает по древним моренам максимального оледенения (к) и по современным моренам трогов-притоков (и).

Таким образом, горная морена крупных долинных ледников представляет собой полигенную обломочную толщу. Ее образуют гляциальные породы, т. е. продукты экзарационной деятельности льда в сочетании с коллювием — гравитационными и солифлюкционными отложениями. Материал, получившийся в результате экзарационной деятельности льда, всегда уступает в количественном отношении массам обломков, поступающих со склонов в процессе общей денудации. Их соотношения изменяются на протяжении этапа оледенения. Оптимальные условия экзарации существуют при активном движении больших потоков по ложу, обладающему значительными уклонами. Поэтому «истинно» моренный материал накапливается главным образом в этапы развития оледенения. В этапы регрессии оледенения и превращения активных потоков льда в пассивные — угасающие и мертвые — он быстро замещается солифлюкционно-коллювиальными отложениями.

Следовательно, в отличие от морен материкового оледенения (равнин платформенных областей) обломочный материал горных морен крупных трогов состоит преимущественно из комплекса склоновых отложений гляциальной области; это главным образом осыпи морозного выветривания и потоки солифлюкция, в большей или меньшей степени обработанные льдом в процессе транспортировки. Лишь незначительную часть обломочного материала представляют продукты экзарации — разрушения активным льдом дна и склонов трога. Данный вывод представляется важным, так как заставляет определенным образом ориентировать поиск коренных месторождений полезных ископаемых при наличии «знаков» металлоносных компонентов в моренных образованиях. Вышеописанные условия развития ледовых масс и формирование горных морен господствовали в плейстоцене в горных странах средних и низких широт в благоприятной обстановке развития долинного оледенения.

*Формирование горных морен долинных и долинно-карвых ледников.* Для последнего оледенения (и особенно его современной стадии) в зоне долинного оледенения характерны простые ледники, ледники с укороченным концом и многочисленные переходные типы к долинно-карвым ледникам (рис. 8, А, Б). В общих чертах процессы формирования горных морен остаются теми же, но в отличие от отложений мощных древовидных ледников в составе молодых морен возрастает роль склоновых отложений.

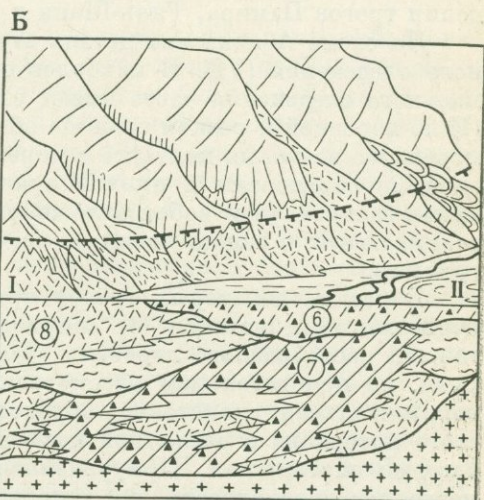
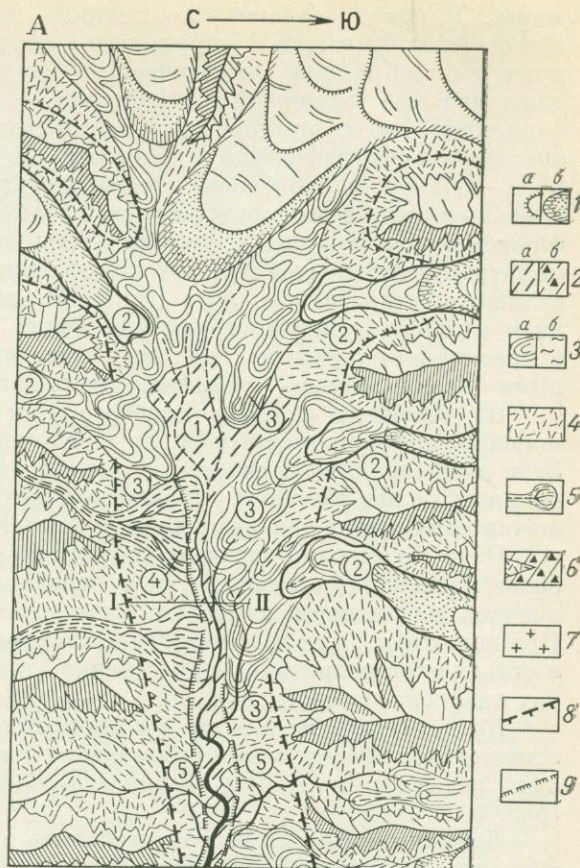
В концах потоков пассивного льда простых долинных ледников значительно преобладают солифлюкционно-гравитационные отложения (А, 1), их количество сокращается на концах активных ледников.

Изучение петрографического состава обломочного материала отложений долинных ледников позволяют отличать области питания основной морены только при достаточном разнообразии пород. В наиболее благоприятных условиях выделяется транзитный материал главного трога и притоков. Само наличие транзитного материала — один из косвенных признаков «донного» происхождения основной морены, отложенной потоком активного льда. К очагам экзарации обычно приурочены морены, состоящие из местных пород, слагающих дно трога.

Строение щебенисто-суглинистых разностей основной морены, отложенной активным льдом древовидных и нормальных крупных ледников, характеризуется значительным уплотнением и некоторой весьма несовершенной обработкой граней крупных обломков. Иногда намечается ориентировка обломков

Рис. 8. Парагенез гляциальных, флювиальных и коллювиальных отложений на границе долинного и долинно-склонового оледенений

Строение конечных морен в трогах главной долины: А — план, Б — поперечное сечение по линии I—II, 1 — ледник главного трога (а — пассивный, б — активный лед); 2 — моренно-аллювиальные отложения (а — план, б — разрез); 3 — моренно-солифлюкционные потоки и покровы (а — план, б — разрез); 4 — солифлюкционные конусы; 5 — солифлюкционно-фавлювиальные конусы; 6 — конечная морена; 7 — коренные породы. Контуры: 8 — трога, 9 — эрозионной ложбины. Цифры 1—8 пояснены в тексте



длинной осью по течению ледника. В придонных участках древних морен крупных долинных ледников изредка встречается неясная слоистость. Она сохраняется только на незначительном протяжении и часто связана с участками очаговой экзарации.

Остаточные долинно-каровые и каровые ледники с выдвигающимся языком льда обрамляют современное долинное оледенение и располагаются в пределах развития морен древнего оледенения (А, 2). Здесь обычно имеет место наложение молодых морен последней стадии оледенения на морены древних долинных ледников (А, 3). На крутых склонах главного трога (А, 1) долинно-карровые ледники образуют шлейф солифлюкционно-моренных отложений. Последние обычно накладываются на древние морены и расчленяются эмбриональными эрозионными врезами (А, 4). По сравнению с моренами долинных ледников, в отложениях долинно-карровых и каровых ледников роль коллювия возрастает. Древние генерации конечных морен притоков у основания горных склонов главной долины почти повсеместно перекрыты солифлюкцией, а в современную эпоху — осыпями.

На границе современных гляциальной и перигляциальной зон в верхней части долины устанавливаются закономерные изменения строения отложений на дне и склонах древних троговых

долин. У конца современного ледника по морене на плоском дне главного трога (А, 1) блуждают эмбриональные русла истоков реки. Они формируют своеобразный генетический подтип аллювия — солифлюкционно-аллювиальные отложения. Последние не отражают в строгом смысле парагенеза, но сформировались примерно из одновозрастных пород в общих физико-географических условиях. В поперечном сечении такой долины (А, I—II) можно наблюдать следующее строение (Б). Солифлюкционно-аллювиальные отложения представляют собой сочетание слабо измененного солифлюкционного покрова и отчасти моренного материала (Б, 6). Ниже залегает не затронутый эрозией покров солифлюкция, облегающий древнюю морену с линзами погребенного льда (Б, 7). У склонов морена сопрягается с коллювием и замещается им, преимущественно осыпями. Их количество, особенно в присклоновых участках долины, часто преобладает над древними гляциальными и современными солифлюкционно-аллювиальными отложениями (Б, 8).

На северных склонах древнего трога располагаются преимущественно моренно-солифлюкционные (А, 2), а на южных солифлюкционные (А, 3) потоки. Этот материал накапливается в присклоновых частях трога у устьев экзарационных долин-притоков. Моренные и гравитационно-солифлюкционные отложения образуют полигенные конусы накопления.

Вниз по главной долине эмбриональные экзарационно-эрозионные ложбины притоков удлиняются и в строении солифлюкционно-гравитационных конусов накопления начинают участвовать флювиальные отложения (А, 5). При широтном расположении главного трога парагенезы склоновых отложений в устьях трогов притоков существенно отличаются на северных и южных склонах главной троговой долины.

*Конечные морены долинных и долинно-каровых ледников.* В перигляциальной зоне устанавливаются некоторые различия в строении конечных морен долинных ледников и малых — долинно-каровых, а также каровых ледников (рис. 9, А, Б).

Долинные ледники часто опускались с большой высоты, поэтому их концы располагались в неблагоприятных условиях — ниже снеговой границы (I, II и VI). Такое положение конечных морен наблюдалось в притоках крупных долин трогов Памира, Тянь-Шаня и Восточного Саяна.

На схеме А показана деталь строения конца морены ледника максимального оледенения (VI). В наиболее полных разрезах конечные морены максимального оледенения часто имеют следующее строение. На коренных породах (1) по неровной и резкой границе обычно залегают донные морены (2). В конце моренного языка на контакте с коренными породами появляются линзы с признаками сортировки и плохой окатанности материала (3). По-видимому, эти линзы представляют собой отложения подледниковых потоков талых вод, часто возникающих в конце ледника, особенно, если он спускается ниже снеговой границы.

В устьях некоторых трогов притоков можно наблюдать, как отложения подледниковых потоков (3) сопрягаются, а местами постепенно замещаются толщей своеобразного строения (4). Внешне она напоминает моренный материал, но при детальном рассмотрении в толще отчетливо выделяется тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием супесчано-суглинистого материала с различной насыщенностью мелкими обломками, местами со следами окатанности. Приуроченность толщ к проксимальной части ледника позволяет предполагать, что они накапливались в условиях быстрого таяния льда и некоторого колебания (осцилляций) его края. По-видимому, эти отло-

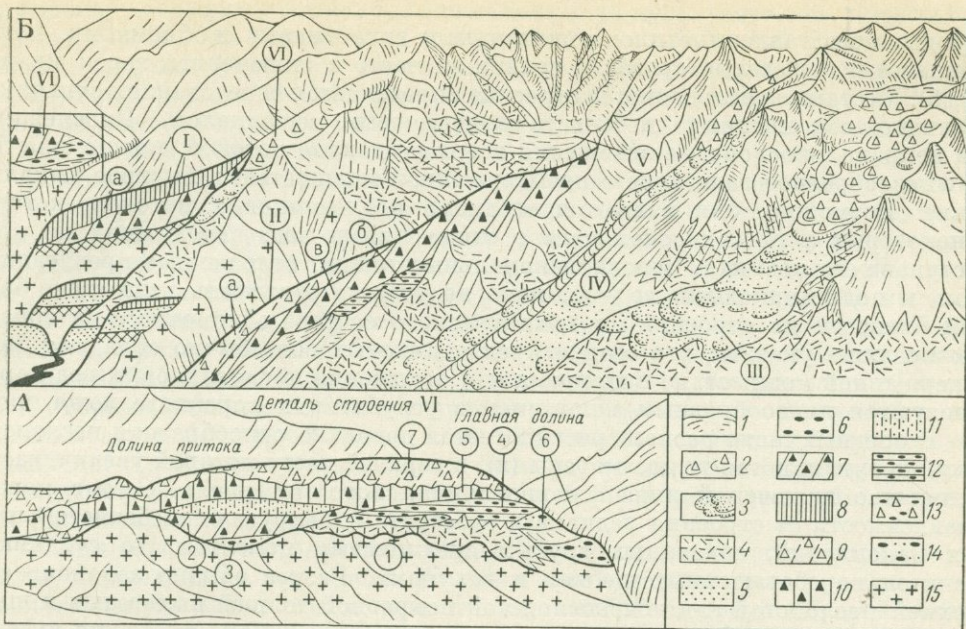


Рис. 9. Парагенез гляциальных, флювиальных и коллювиальных отложений в пределах современного карового, или склонового, и древнего долинно-склонового оледенения

А — строение конечных морен в крупных трогах-притоках, Б — в устьях долинно-каровых и каровых ледников на склонах крупной транзитной реки: 1 — лед; 2 — современная и молодая морена; 3 — солифлюкций; 4 — гравитационные отложения. Аллювий главной реки: 5 — молодой, коррелятивный стадиям последнего оледенения; 6 — древний, коррелятивный максимальному оледенению; 7 — древняя морена; 8 — полигенные покровные толщи; 9 — солифлюкционно-моренные пылеватые супесчано-суглинистые супеси и легкие суглинки с плохо окатанной галькой; 10 — древние суглинисто-щебенчатые морены; 11 — флювиогляциальные супеси и легкие суглинки с плохо окатанной галькой; 12 — лимногляциальные (фации подпруживания) тонкослоистые суглинисто-супесчаные отложения с включениями плохо окатанных гравия, гальки и щебня; 13 — флювиогляциальные пески с гравием; 14 — аллювиальные отложения, предшествовавшие максимальному оледенению долины притока; 15 — дочетвертичные породы. Цифры I—VI, 1—7 и буквы а—в пояснены в тексте

жения сложного происхождения; они близки к флювиогляциальным образованиям перигляциальных регионов, но, возможно, отлагались в особых условиях подпруживания. Можно предположить, что слоистая толща отлагалась при продвижении льда по долине притока только в начальной стадии его регрессии. На это указывает положение толщи — ее сопряжение с осадками подледниковых потоков (3) и наложение конечных морен (5) без заметных нарушений слоистости. Последнее обстоятельство свидетельствует о возможном оседании моренного материала в условиях подпруживания и быстрого таяния ледника. В некоторых случаях удается наблюдать непосредственное сопряжение слоистой толщи (4) с древним аллювием главной реки (6). Часто конечные морены перекрываются более светлой покровной толщей, состоящей преимущественно из солифлюкций, а также делювиально-гравитационных отложений — пылеватых суглинков с некоторым количеством обломочного материала (7).

Конечные морены каровых и долинно-каровых ледников представлены грубыми валунными суглинками (см. рис. 9, Б). В большинстве случаев морены перекрыты пылеватыми суглинками покровной толщи (I, а); реже в обрывах современных эрозионных долин удается наблюдать более сложное строение (II). В нижней части таких толщ располагаются неправильно- и грубослоистые

породы, представленные плохо окатанными галечниками и обломками, погруженными в пылеватые супеси и суглинки, часто с включением зерен кварца, (II, б). Местами неяснослоистое строение определяется чередованием суглинков, различно обогащенных щебенисто-галечниковым материалом. Прослеживая эти неправильнослоистые отложения вверх по долине потоков, можно заметить их линзообразное залегание с невыдержанной мощностью и быстрое выклинивание. Возможно, они являются осадками подледниковых потоков, которые в некоторых разрезах сочетаются с отложениями вод, вытекавших по краю наступавшего ледника. Флювиогляциальные толщи, отложенные предледниковыми и подледниковыми водами, пока не удается различить вследствие большой близости их строения и механического состава обломочного материала. Можно лишь указать, что осадки предледниковых вод обычно обладают более выдержанной мощностью, в то время как отложения подледниковых вод характеризуются линзообразным залеганием в углублениях коренного ложа трога.

В средней части разреза располагается довольно однообразная неслоистая валунно-суглинистая толща морены (в), в верхней части которой увеличивается количество включений линз флювиогляциального материала. Состав морены в зависимости от строения ледника и субстрата варьирует от щебенисто-глыбовых накоплений, связанных грубым суглинистым цементом, до суглинков, значительно обогащенных щебнем и валунами. Разрез обычно заканчивается верхней неслоистой или неяснослоистой покровной толщей пылеватых и щебенистых суглинков. Они, по-видимому, представляют собой отложения древних солифлюкционных потоков.

Иногда в конце языка морен встречается непрерывный разрез флювиогляциальных отложений от коренного ложа до подошвы солифлюкционного покрова включительно. Происхождение этой слоистой толщи может быть различным. Во-первых, это могут быть отложения талых вод в конце ледника. В этом случае граница сопряжения конечной морены и слоистой водно-ледниковой толщи указывает на характер движения ледника. При отступании ледника морена (снизу вверх по разрезу) замещается водно-ледниковыми отложениями. При наступании наблюдаются обратные соотношения. Во-вторых, слоистая щебенисто-галечниковая толща может иметь более сложное происхождение и представлять собой сопряжение флювиогляциальных осадков притока и аллювия главной реки. Одним из критериев для выделения этих двух толщ является сравнительный анализ окатанности обломков и петрографического состава гравийно-галечникового материала. Флювиогляциальные отложения притока характеризуются обилием местных пород и более грубой окатанностью.

В зоне карового оледенения формирование моренного материала в значительной степени зависит от полноты развития карового оледенения. У конечных морен каровых ледников менее сложный разрез. В зависимости от условий питания можно выделить несколько разновидностей этих отложений (III, IV, V, VI). При благоприятных условиях накопления фирна непосредственно от края льда выдвигается небольшой моренный «язык», ниже которого стекает солифлюкций (III). При менее благоприятных условиях питания в конце угасающих каровых ледничков, ниже языка древней морены и солифлюкционного потока располагается экзарационно-эрозионная ложбина стока (IV). В верхней части она сопрягается с молодым или современным солифлюкционным потоком, а ниже по склону прорезает древние моренные и солифлюкционные отложения. Экзарационно-эрозионная ложбина стока периодически (летом) разрабатывается ручьем высокого порядка. В основании склона, у ее устья откладывается

полигенный солифлюкционно-фанлювиальный конус; часто он представлен щебенисто-валунным материалом, погруженным в пылеватый суглинок. При неблагоприятных условиях питания льдом кар оказывается неполностью выполненным фирном и засыпан осыпями склонов и солифлюкцией (V). В таких карах ледниковое питание может осуществляться лавинами и висящими ледниками склонов, обращенных на север и северо-восток.

В послеледниковое время в толщах конечных морен и потоках солифлюкция начинают циркулировать временные (верховодка) и постоянные грунтовые воды, особенно в моренах, состоящих из грубого материала. При значительной обводненности древних гляциальных отложений эти воды постепенно вымывают мелкозем и песчаные частицы, существенно изменяя строение конечных морен. Оставшиеся своеобразные перлювиальные скопления валунно-щебенистого материала начинают приобретать сходство с потоком гравитационных отложений (VI). Поэтому при определении генезиса грубообломочного материала на горных склонах в областях древнего и современного оледенений нельзя ограничиваться изучением только этих отложений, испытавших значительные изменения. Необходимо искать формы рельефа, с которыми современные осыпи оказываются генетически связанными, и древние морены, которые являются источником их образования (VI).

Таким образом, в строении горных морен долинных ледников преобладают толщи с двучленным строением. Нижняя часть морены, как правило, имеет незначительную мощность и представляет собой породу, образовавшуюся в результате экзарационно-транспортной деятельности активного льда. Это — основная морена. Верхняя часть толщи сложена полигенным материалом, накопившимся в процессе вытаивания и оседания внутренней и поверхностной морены в сочетании с накоплением осыпей склонов трога. Образование этой главной — верхней полигенной части горных морен происходило в условиях регрессии оледенения и превращения активных потоков льда в слабоподвижные — пассивные, а затем в мертвый лед. Этот процесс можно наблюдать повсеместно в современную эпоху в перигляциальной зоне.

В строении морен каровых ледников часто выделяются три толщи со значительным преобладанием средней и верхней. Нижняя толща представляет собой морену, отложенную активным льдом карового ледника в процессе его экзарационно-транспортной деятельности. Средняя формируется в процессе таяния и переотложения боковой и поверхностной морены, накопившейся в парагенезе с солифлюкционными и гравитационными отложениями. Верхняя толща, как правило, наиболее значительная и сложена исключительно солифлюкционно-гравитационными образованиями, накопившимися после замещения ледника летующим и сезонным снежником.

Сравнение особенностей строения ледниковых отложений позволяет ряду исследователей (М. И. Иверонова, К. К. Марков, Н. П. Костенко и др.) прийти к выводу о полигенном строении горных морен, выполняющих трюги, цирки и кары. Здесь помимо экзарационного материала, т. е. собственно морен в составе гляциальных толщ, большое значение имеют коллювиальные отложения — гравитационные (осыпи и обвалы) и солифлюкций. В отложениях активного льда долинных ледников моренная составляющая может играть главную роль, в долинно-каровых и особенно в каровых ледниках ее значение убывает, так как на первое место выступает местный гравитационно-солифлюкционный материал, в изобилии поступающий со скалистых склонов на дно кара.

### 3. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ МОРЕН И АЛЛЮВИЯ

Морены отражают не только местные ороклиматические условия, но и региональные изменения климата; поэтому данные корреляции морен и аллювия транзитных рек в ряде случаев могут быть использованы для сопоставления форм рельефа по возрасту (абсолютному или относительному) значительно удаленных регионов. Значимость этого вопроса требует более подробного рассмотрения основных геоморфологических соотношений конечных морен и аллювиальных отложений. В большинстве случаев задача сводится к сопоставлению одновозрастных толщ и изучению характера их сопряжения: а) морен и аллювия главной реки; б) морен притоков с аллювием главной реки.

#### МОРЕНЫ И АЛЛЮВИЙ ГЛАВНОЙ РЕКИ

Геоморфологические соотношения конечных морен с аллювием главной долины зависят от развития оледенения, но конкретное положение морен часто тесно связано со структурными условиями строения трога.

Ниже на примере одной из продольных впадин юго-западного Тянь-Шаня рассматриваются типичные соотношения аллювия и разновозрастных морен для крупного трога и речной долины, приуроченных к горной впадине (рис. 10).

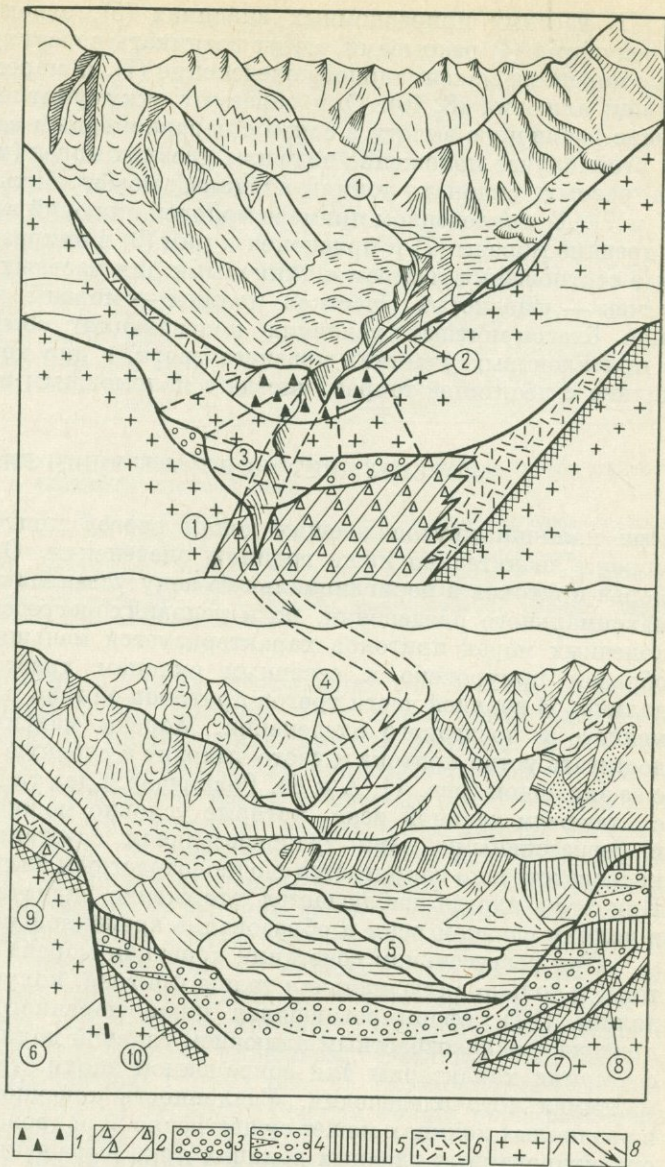
Сопряжения морены и аллювия в истоке крупной транзитной реки могут быть различными. Если в конце ледника туркестанского типа (с мертвым или пассивным льдом) трог имеет довольно большой уклон, а исток реки представляет собой мощный подледниковый поток, то может иметь место врезание реки в покровную толщу и морены современного оледенения. Если исток реки расположен в трог с плоским дном и незначительным продольным уклоном, то он может состоять из ряда маленьких струй, блуждающих по плоскому дну. В такой обстановке в результате небольшой энергии врезания солифлюкционно-аллювиальные отложения могут накладываться на морену с постепенным или быстрым замещением последней аллювием; это зависит от строения продольного профиля.

Вниз по долине река начинает вырабатывать русло в моренах последнего оледенения (2). За его пределами морены замещаются аллювием одной или двух низких террас (3), современной стадии последнего оледенения соответствует слабо дифференцированная пойма и русло в плоскодонных долинах, или V-образный врез, глубина которого различна и зависит от продольного уклона ложа.

В области развития максимального оледенения древние морены сохраняются только фрагментарно. Их геоморфологические соотношения с более молодым аллювием зависят от ряда условий. В трогах, приуроченных к крупным развивающимся (прогибающимся) впадинам, часто наблюдается вложение молодого аллювия в древние морены. При этом эрозионный врез может развиваться унаследованно по отношению к троговой долине или смещаться к одному из склонов древнего трога (3). Подобная асимметрия может быть вызвана как экзогенными, так и эндогенными причинами. В первом случае — это давление мощных потоков льда, стекающих с северных склонов хребтов, во втором — перекося долины-впадины вследствие неравномерного воздымания хребтов обрамления. Особенно отчетливо перекося наблюдается при осложнении склонов трога продольными развивающимися разрывами. Существенные изме-

Рис. 10. Схемы геоморфологических соотношений древних и молодых морен в главном трого — горной впадине. В схемах использованы элементы полевых зарисовок А. Г. Ицкова в долине трого Зеравшана, 1957 г.

Разновозрастные морены оледенений: 1 — последнего; 2 — древнего (максимального). Разновозрастный аллювий, коррелятивный оледенению: 3 — последнему; 4 — древнему; 5 — полигенная покровная толща на поверхности высоких террас; 6 — коллювий; 7 — дочетвертичные породы; 8 — продолженные долины. Цифры 1—10 пояснены в тексте



нения в соотношении аллювия и морен вносят разрывы, секущие трог и долину. С ними связано образование сужений — перемычек (4) и расширений — частных впадин (5). Ущелья формируются на участках локальных поперечных поднятий, ограниченных секущими разрывами, а расширения долины — в пределах впадин. В горных долинах, осложненных секущими разрывами, широко распространены структурно-обусловленные перемычки и частные структурно-обусловленные впадины. Здесь часто наблюдаются следующие геоморфологические соотношения между древними моренами максимального оледенения и разновозрастными аллювиальными толщами (см. рис. 10).

В частных приразломных впадинах (5), ограниченных продольными (6) и секущими (4) разрывами, могут возникать переуглубленные трого, выполненные моренами максимального оледенения (7). В морены вложены более молодые толщи аллювия (8, 10). Они образуют аккумулятивные террасы, иногда имеющие различную высоту в связи с неравномерным воздыманием склонов трога. В этом случае положение подошвы древних морен (максимального оледенения) на разных склонах долины-впадины может быть существенно различным (7 и 9). В приведенном примере молодой аллювий в центре впадины (8) вложен в древние морены (7) и прислонен к ним (9) в приразломной зоне (6). Приведенные соотношения являются типичными для частных впадин. В пределах перемычек — ущелистых участков долины — морены максимального оледенения (при благоприятных условиях консервации) обычно располагаются выше, в присклоновых участках древнего трога, в дно которого врезана эрозионная долина с лестницей террас, иногда с маломощным молодым аллювием.

### МОРЕНЫ ПРИТОКОВ И АЛЛЮВИЙ ГЛАВНОЙ РЕКИ

При наличии крутопадающих долин трогов притоков ледники откладывали морены значительно ниже границы оледенения. Очень большое продвижение морен притоков в перигляциальную зону устанавливается не только для эпохи максимального оледенения, но в условиях регрессии оледенения выдвигание конечных морен притоков характеризуется меньшими масштабами и главным образом приурочено к северным склонам хребтов, обрамляющих главные долины. В верхней части трогов-притоков обычно располагаются морены современного и последнего оледенения. Морены максимального оледенения могут достигать устья притока и часто выходят в главную долину, различно сочетаясь с ее аллювием (рис. 11, А и Б). Различается два типа сочетаний морен притоков с аллювием главной реки, которые условно можно назвать трансгрессивными и регрессивными. При трансгрессивном сочетании морена притока (I, IV) непосредственно сопрягается с одновозрастным аллювием главной долины (III). При этом иногда наблюдается вторжение временной моренной плотины в долину главной реки и образование временной моренной плотины.

При регрессивном сочетании конечная морена (II) не достигает устья притока, и только аллювиальная толща притока, конус выноса или его эрозионная долина (VI), сформировавшаяся ниже моренного языка, связывает морену притока с одновозрастным аллювием главной долины (II, V, VI). Регрессивные сочетания характерны для современной эпохи, трансгрессивные — для эпохи максимального оледенения. Удаленность конечной морены от устья притока в различных долинах может существенно варьировать. В субширотной и широтно ориентированных главных долинах ярко выраженное регрессивное сопряжение аллювия и морен преобладает у склонов с южной экспозицией. В одной и той же долине притока для разновозрастных морен (I, II) устанавливается различный характер сопряжения с аллювием древних (III) и молодых (V) террас. В современную эпоху регрессия ледников продолжается, поэтому сочетание аллювия главной реки и морен притоков регрессивного типа становится преобладающим в горных сооружениях.

*Трансгрессивное* сопряжение морен притока и аллювия главной долины вызывает изменения строения аккумулятивной толщи террас преимущественно в приустьевых участках притоков. Эти изменения встречаются на северных и южных склонах хребтов, но на первых они более типичны. В общем случае

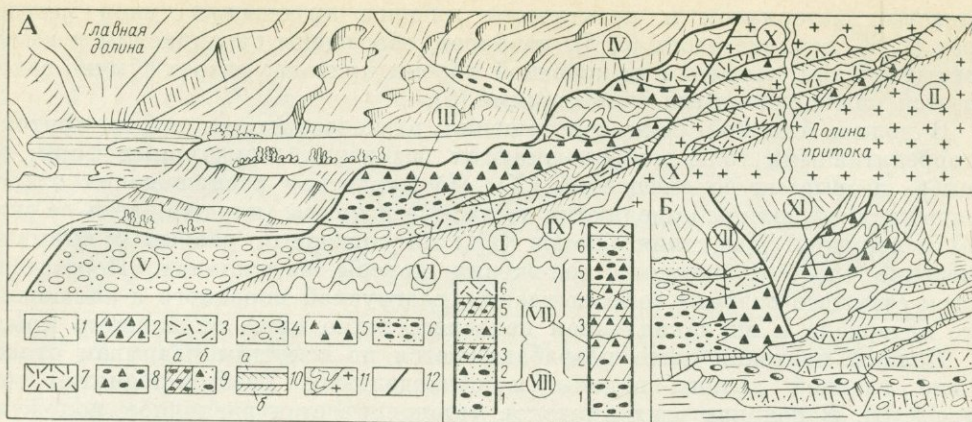


Рис. 11. Схема геоморфологических соотношений древних и молодых морен трогов притока с аллювием главной реки

Сечения долины притока: А — продольное, Б — поперечное (в устье). 1 — лед. Молодые однообразные отложения: 2 — морены притока; 3 — аллювий главной реки. Древние однообразные отложения: 4 — морены максимального оледенения притока; 6 — аллювий главной реки; 7 — коллювий нерасчлененный; 8 — аллювий, обогащенный щебенисто-валунным материалом; 9 — заполнитель в толще галечников (а — суглинисто-супесчаный, б — песчаный); 10 — дно разновозрастных долин притока (а — древнего, б — молодого); 11 — породы фундамента; 12 — разрывы, развивающиеся в рельефе. Цифры I—XII, 1—7 пояснены в тексте

в разрезах террас с трансгрессивным типом сопряжения могут быть выделены следующие характерные толщи (VII). Нижняя (1) с нормальным аллювием главной реки, отложившимся до приближения морены притока. Выше является щебенистый материал местных пород с суглинистым пылеватым цементом, количество которого быстро возрастает вверх по разрезу (2). Это указывает на приближение источника местного материала, вымытого из морены наступающего ледника. Моренная толща (3) соответствует наибольшему развитию ледника притока и вложению его конечной морены в аллювий главной долины. Часто в морене может быть выделена ее верхняя часть с линзами флювиогляциальных отложений; по-видимому, она формировалась уже в начале регрессии ледника (4). На морене залегает более молодой аллювий главной реки. В некоторых разрезах встречается слой, обогащенный мелкоземом и щебнем — продуктами размыва морены (5). Он перекрывается относительно хорошо отсортированным гравийно-галечниковым аллювием, обычным для террас экстрагляциальной области транзитных горных рек (6). Возможно, его отложение обусловлено началом отступления ледника. Все эти толщи перекрываются более молодой полигенной покровной толщей (7).

Регрессивное сопряжение морен притока и аллювия главной долины также (хотя и в меньшей степени) влияет на осадконакопление. Это можно наблюдать в разрезах древней перигляциальной области. Здесь на высоких террасах главной долины встречаются толщи, коррелятивные эпохе максимального оледенения. На их строение оказало влияние осцилляции конца ледника, не достигавшего устья притока. Приближение ледника к руслу главной реки и его отступление до истока притока привели к своеобразному чередованию гравийно-галечникового аллювия и аллювия, обогащенного мелкоземом и угловатыми обломками местных пород (VIII). Такие разрезы встречены в обрывах высоких террас долин Тянь-Шаня и Памира. Так, на обычном аллювии (1) залегают толщи с двучленным строением (2, 3, 4, 5). Нижние части толщ обеднены

пылеватым материалом и практически лишены крупных валунов местных пород (2, 4), верхние части (3, 5), наоборот, обогащены суглинистым и валунным материалом, вымытым из конечной морены притока; разрез обычно заканчивается коллювиальными отложениями (6).

В долине главной реки соотношения разновозрастных морен притоков с коррелятивными толщами осложняются развитием структурных форм, например, разрывами со смещением (X). По характеру расположения относительно главной долины выделяются согласные разрывы (идущие вдоль ее склонов) и секущие. Движения блоков (IX) по согласным разрывам вызывают изменение гипсометрического положения морены на склонах. Пересечение трогом секущего разрыва сопровождается разгрузкой моренного и аллювиального материала и их накоплением непосредственно ниже опущенного крыла.

Долины притоков часто разрабатываются по секущим разрывам относительно главной долины-впадины и сопредельных хребтов-поднятий (см. рис. 11, Б). В долинах этих притоков устанавливается различное положение морен на правом и левом склонах, разделенных зоной разрыва (XI и XII). В данных условиях конечная морена притока может лежать высоко в поднятой части трога (XI), а на противоположном склоне значительно ниже (XII). В зависимости от масштаба вертикальных движений морены в пределах опущенного крыла могут оказаться ниже современного вреза главной реки. Нередко встречаются и более сложные структурные условия. В частности, сочетание движений по продольным и секущим разрывам может привести к различному высотному положению одновозрастных морен притоков и аллювия главной реки даже в пределах смежных участков.

#### СООТНОШЕНИЕ ОДНОВОЗРАСТНЫХ МОРЕН ПРИТОКОВ С АЛЛЮВИЕМ ГЛАВНОЙ ДОЛИНЫ

В зависимости от местных климатических и орографических условий одновозрастные морены притоков могут характеризоваться различными положением в главной долине и сочетанием с аллювием транзитной реки. На рис. 12 показаны древние трогои и долины современных транзитных рек (I, II, III) в широтно расположенных горных впадинах (Гунт и др.).

На северных склонах этих трогов в эпоху максимального оледенения морены притоков почти всегда достигали главных долин. В устье трогов притоков часто накапливались толщи конечной морены значительных размеров. К современной эпохе они сохранились только в условиях эрозионной «тени». При значительном оледенении морены трогов притоков северных склонов могут продвигаться очень далеко (1, 2). На южных склонах конечная морена максимального оледенения обычно либо не достигает главной долины (3), либо оказывается размытой вследствие ее ограниченного распространения в устье притока (4, 5).

Значительное развитие плейстоценовых оледенений способствовало продвижению морены притоков далеко за пределы устья притоков и их расположению на склоне и дне главного трога. Ниже рассматриваются основные случаи сочетаний морен притоков и аллювия главной реки.

При *регрессивных типах* сочетаний морена сохраняется только в трогое притока. В этом случае конечная морена может располагаться от устья цирка до устья трога притока (6, 7, 2). Корреляция морен с региональными террасами главной долины не вызывает особых затруднений, если морена притока лока-

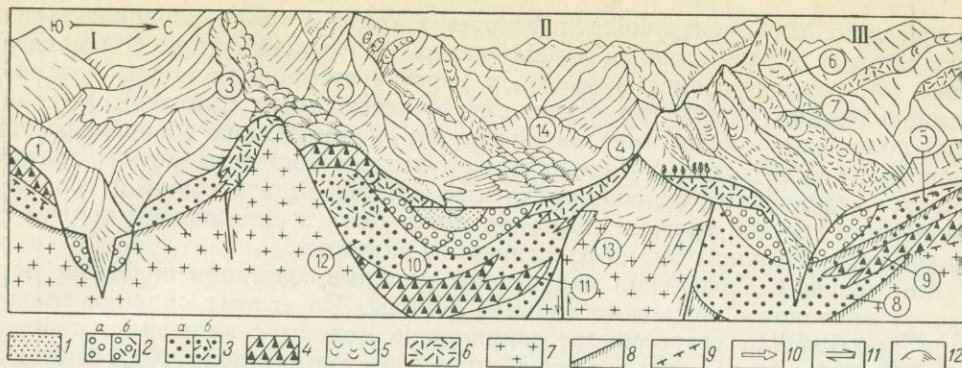


Рис. 12. Схемы основных геоморфологических соотношений морены притока с аллювием главной реки в условиях развития и сокращения долинно-склонового оледенения

Аллювий: 1 — позднеплейстоценовый; 2—3 — средне- и раннеплейстоценовый нерасчлененный (а — центральные разрезы, б — присклоновые); 4 — морены; 5 — моренно-солифлюкционные отложения; 6 — коллювий; 7 — дочетвертичные породы. Днища долин: 8 — притоков главной реки; 9 — трогов, 10 — древнее направление сброса льда из устья трога притока; 11 — направление новейших движений блоков на склонах долин (поднятие и относительное опускание); 12 — конечные морены притоков. Цифры 1—14 и I—III пояснены в тексте

лизовалась выше устья трога и сопрягалась через конус выноса с аллювием главной реки. Трудно сопоставлять морену притоков, трогов которых перерабатывались эрозией и пропильвались ущельем (5).

При *трансгрессивных типах* сочетаний морены притока (9) могут быть вложены в аллювий (8) главной реки (III). Это положение конечной морены отвечает оптимальным условиям оледенения во время формирования аллювия данной террасы. При выдвигании морены притока после отложения аллювия в главной долине (II) происходит ее наложение (2) на аллювий террасы. Накопление этой морены могло быть более поздним или синхронным с образованием новой долины (10). В общем случае время отложения морены притока может быть уточнено по соотношению трога притока и послеледникового вреза с врезами главной реки. При значительной аккумуляции в главной долине и образовании серии вложенных аккумулятивных террас может произойти частичное или полное погребение морен притока (11) под аллювием главной реки (12). Этот случай наблюдается сравнительно редко в активно прогибающихся горных впадинах, осложненных развивающимися разрывами (13).

Выдвигаясь далеко за пределы устья трога притока, конечные морены подвергались размыву и сохранялись фрагментарно, главным образом в присклоновых участках главной долины (14). Иногда их ошибочно принимали за фрагменты конечной морены ледника главной долины, что приводило к неправильной реконструкции границы долинного оледенения.

Можно указать на следующие характерные положения фрагментов конечных морен притоков на склонах главной долины. В большинстве случаев после регрессии оледенения конечная морена сохраняется на склоне главной долины, располагаясь в районе устья притока (1, 2) или на некотором расстоянии от него на участках эрозионной «тени». Классическим примером является конечная морена сквозной долины р. Муксу (Северный Памир). При значительном поступлении морены из устья притока в главную долину может возникнуть временная плотина из материала конечной морены притока (14). Впоследствии при регрессии оледенения река пропиливает эту плотину, размывая ее полностью

или частично. Фрагменты конечной морены притока могут располагаться на обоих склонах долины или на одном из них. В главной долине (II) показана морена (4), сохранившаяся в пределах участка эрозионной «тени» только на противоположном берегу (по отношению к устью трога притока). В данном случае положение морены притока затрудняет ее корреляцию с одновозрастным аллювием главной долины. Далеко выдвинувшиеся конечные морены притоков на карте четвертичных отложений хорошо вписываются в главный трог и их генетические связи с трогами притоков могут быть восстановлены только при специальном детальном геоморфологическом изучении.

Для древнего оледенения характерны сложные сочетания конечных морен и трогов притоков с террасами главной долины. На южных склонах главных трогов преобладало регрессивное сопряжение морены с аллювием; конечные морены были расположены в трогах выше устьев притоков, а на границе долинно-склонового и карового оледенения — тяготели к верховьям притоков. На северных склонах преобладало трансгрессивное сопряжение морены с аллювием. При значительном оледенении притоков трансгрессивное сопряжение встречается и на южных склонах, но на северных оно обычно сопровождается значительным выдвиганием конечных морен в главные долины. При нагромождении большого количества морен притоков в главной долине могут возникать суженные участки — моренные «перемычки» с подпруживанием и затрудненным стоком вод главной долины и даже моренные плотины, обеспечивающие временную изоляцию и образование озер подпруживания.

На эти общие закономерности развития оледенения накладывается ряд азональных факторов. В первую очередь к ним относятся локальные поднятия — перемычки. Не менее важное значение в развитии оледенения горных склонов имеют положительные ундуляции хребтов. Это приводит к местному увеличению размеров оледенения притоков и широкому развитию трансгрессивного сопряжения морен, их выдвиганию в главную долину и формированию моренных плотин. Неравномерное оледенение горных склонов наблюдается также в окраинных хребтах вследствие влияния сопредельных сухих и жарких межгорных или предгорных впадин на масштабы развития оледенения.

В горных сооружениях экспозиция склонов в значительной степени определяет характер сочетаний «лед — морена — аллювий». Эта закономерность отражена на рис. 13 и для основных ороклиматических зон может быть сформулирована следующим образом. В гляциальной зоне вследствие значительного прогрева склонов южной экспозиции все формы оледенения носят угнетенный характер. Наоборот, на склонах северной экспозиции вплоть до современной эпохи значительные скопления льда развиваются в благоприятной обстановке (I, II). В перигляциальной зоне — в устьях долин притоков (в одном и том же поперечном сечении главной долины) — на склонах северной экспозиции располагаются небольшие ледники и еще продолжается поступление льда (III), а на южных склонах уже происходит размыв морены. Ниже по долине конечным моренам притоков на северном склоне соответствуют отложения конусов выноса на южных склонах (IV). Во внеледниковой зоне на северных склонах водообильность потоков больше, чем на южных. Поэтому в устьях рек на северных склонах всегда располагаются более мощные скопления конусов выноса (V—VII). В окраинных районах горной области, в предгорье и на границе с подгорными равнинами, в условиях полуаридного и жаркого климата притоки, расположенные на склонах южной экспозиции, как правило, являются временными (VIII—XI).

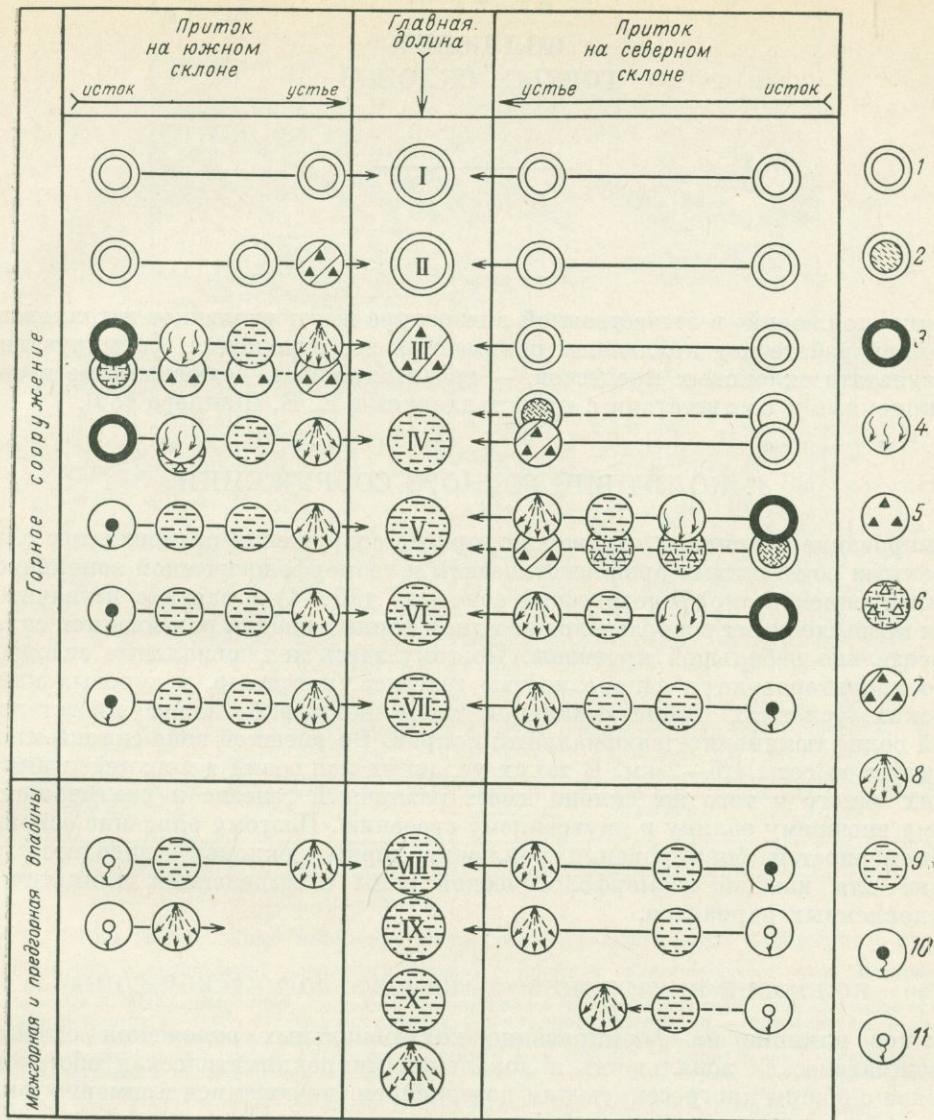


Рис. 13. Схема асимметрии оледенения хребтов широтного простираия

1 — активный лед; 2 — мертвый лед; 3 — снежники; 4 — солифлюкционный поток; 5 — морена последнего оледенения; 6 — морена древнего оледенения; 7 — конечная морена (по возрасту не подразделена); 8 — конусы выноса; 9 — аллювий. Родники: 10 — постоянный, 11 — временный. Цифры I—XI пояснены в тексте

Следовательно, сочетания разновозрастных морен и аллювия зависят от новейшей структуры, динамики потока льда в истоках горной реки, а также от местных орографических и климатических условий. Поэтому при использовании морен для построения местных стратиграфических схем необходимо учитывать специфическую обстановку, определяющую развитие горного оледенения.

Г Л А В А III  
КОЛЛЮВИЙ  
ГОРНЫХ СКЛОНОВ

---

Термин «коллювий» в отечественной литературе имеет различное истолкование. В данной работе под коллювием понимаются все отложения, формирующиеся в результате склоновых процессов, — гравитационные, делювиальные и солифлюкционные в соответствии с представлениями Е. В. Шанцера [89].

### 1. КОЛЛЮВИЙ ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ

Формирование склоновых отложений горного сооружения определяется разнообразными сочетаниями ороклиматической и геоморфологической зональности. Во внутренней геоморфологической зоне (см. табл. 1) в связи с незначительными превышениями водоразделов над дном горных впадин развиваются склоны относительно небольшой крутизны. Поэтому здесь коллювиальные отложения часто характеризуются однородностью генезиса, например, в суровых климатических условиях перигляциальной зоны коллювий может представлять собой солифлюкционно-делювиальный покров. Во внешней зоне склоны иногда достигают высоты 1,5—2 км. В таких условиях коллювий в верхней и нижней частях одного и того же склона имеет различный генезис и различается по своему внешнему облику и внутреннему строению. Поэтому описание основных закономерностей формирования коллювия горных склонов приводится раздельно для каждой геоморфологической зоны с выделением климатически обусловленных вариантов.

#### КОЛЛЮВИЙ ВНУТРЕННЕЙ (I) ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Большое влияние на формирование коллювиальных отложений оказывает ороклиматическая зональность и локальная микроклиматическая обстановка. В связи с общим прогрессирующим потеплением (начавшимся примерно в позднем плейстоцене) рельеф первой геоморфологической зоны оказался в различных климатических условиях, зависящих преимущественно от высоты горного сооружения. Так, например, в обширных высоких горных сооружениях Азии (Восточный Памир, Каракорум, юго-восточная часть Кокшаалтау) господствует обстановка субарктической высокогорной полупустыни с широко распространенными многолетней мерзлотой и процессами солифлюкции (рис. 14, А, Б). Оледенение здесь было по размерам более скромным по сравнению с оледенением Западного и Северного Памира, Центрального Тянь-Шаня, Кавказа и Альп. В этих горных странах существовали условия, благоприятные для накопления снежно-ледовых масс.

Различное строение коллювия на склонах долин внутренней геоморфологической зоны возникло вследствие сочетания повышенной континентальности

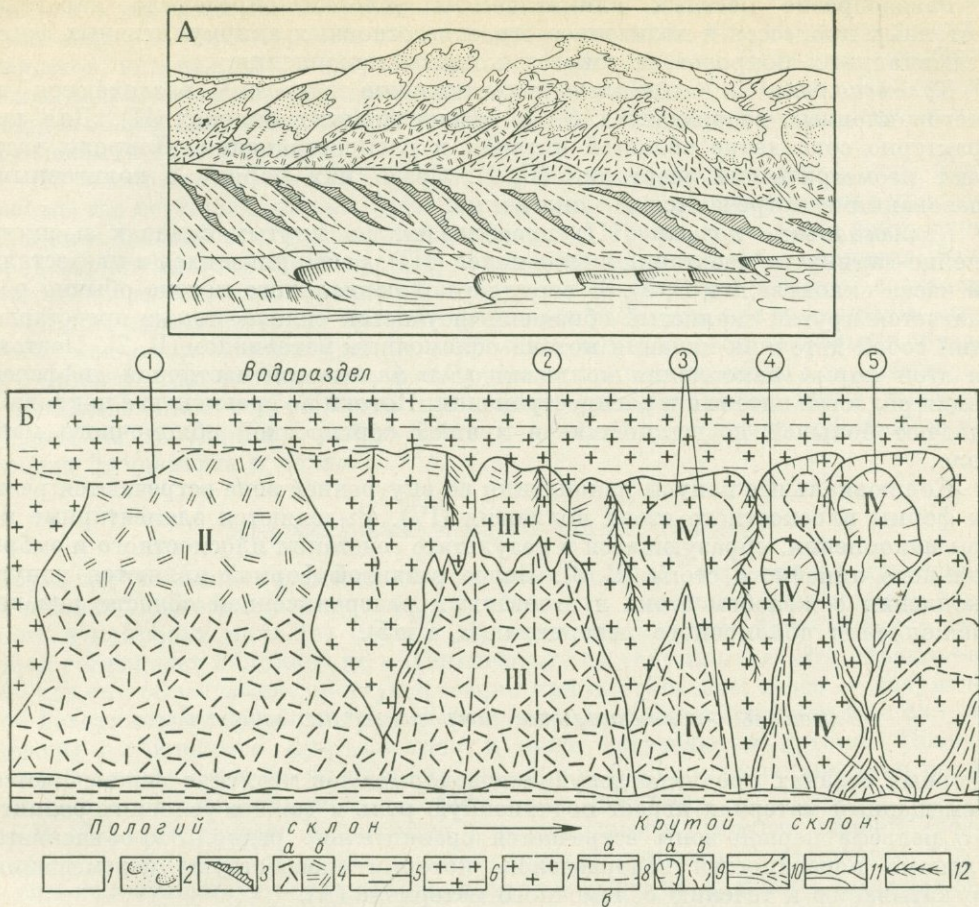


Рис. 14. Основные морфологические типы коллювиальных отложений

А — общий вид коллювиальных покровов и потоков в условиях перигляциальной зоны. Центральный Памир, полевая зарисовка, Б — вид в плане морфологических типов накопления коллювия. 1 — ледники и снежники; 2 — солифлюкционные покровы и гравитационно-солифлюкционные потоки, лежащие преимущественно на морене; 3 — выходы коренных пород; 4 — обломочный материал (а — физического, б — преимущественно морозного выветривания); 5 — полигенные накопления в основании склона; 6 — маломощный элювиально-делювиальный покров на полого-наклонном водоразделе; 7 — обнаженные коренные породы склона; 8 — границы склона (а — отчетливые, б — неясные); 9 — ниши отрыва обломочного материала (а — хорошо развитые, б — эмбриональные). Желоба и коллювиальные конусы накопления: 10 — сухой осыпи; 11 — обводненной древовидной осыпи; 12 — второстепенные водоразделы. Области питания: I — водораздел, II — коллювиальные покровы; III — коллювиальные потоки; IV — конусы накопления. Цифры 1—5 пояснены в тексте

климата (Азия) с субширотной ориентировкой основных горных впадин и хребтов-поднятий. На южных склонах гор в коллювиальных потоках и покровах преобладают сочетания солифлюкционно-делювиальных и солифлюкционно-гравитационных отложений; в нижней части разрезом коллювия, особенно на пологих склонах, иногда встречаются мореноподобные толщи. На северных склонах в строении коллювия главную роль играют солифлюкционные отложения, сочетающиеся с осыпями морозного выветривания и моренами висячих ледников.

Разнообразие местных климатических условий определило парагенез экзогенных процессов и полигенное строение основных аккумулятивных форм: коллювиальных покровов, потоков и конусов накопления.

*Коллювиальные и элювиально-коллювиальные покровы*<sup>1</sup> развиваются на пологонаклонных водоразделах (I) и весьма пологих склонах (II). Для них характерно совпадение областей питания и распространения. Покровы часто имеют изометрические очертания (Б, 1). Среди них наряду с полигенными образованиями встречаются и моногенные.

*Коллювиальные потоки* (III) преобладают на крутых склонах и имеют линейно-вытянутые очертания в виде полос (III), расширяющихся в пьедестальной части склонов (А и Б, 2). В вершине коллювиального потока обычно располагается крутой скалистый обнаженный участок склона, также представляющий собой источник питания потока обломочным материалом (Б, 2). Поэтому для этой формы накопления коллювия уже намечается частичная дифференциация областей питания и распространения. Потоки по сравнению с покровами обладают большей подвижностью и лучшей сортировкой обломочного материала.

Коллювиальные конусы накопления во внутренней зоне встречаются реже, чем формы плоскостного стока коллювия (IV). Выделяются элементарные конусы накопления, образующиеся в результате сочетания плоскостного и эмбрионального линейного стока (Б, 3). Более развитой формой являются конусы накопления с желобом стока и отчетливым разграничением области питания и накопления обломочного материала (Б, 4 и 5).

#### *Элювиально-коллювиальные покровы горных водоразделов*

В горных странах продукты денудации водоразделов медленно перемещаются. Несмещенный материал играет подчиненную роль и даже в условиях реликтового рельефа первой зоны встречается сравнительно редко. Это объясняется уклонами поверхностей водоразделов, которые способствуют перемещению, перекачиванию и течению обломочного материала (А).

Формирование элювиально-коллювиальных покровов и их строение при равной орографической обстановке зависят от климата. В условиях оледенения элювиально-коллювиальные покровы состоят преимущественно из обломочного материала — продуктов морозного выветривания, различно сочетающихся с моренами. Встречаются покровы сложного строения — двух- и трехслойные. Эти толщи представляют собой разновозрастные парагенезы отложений, обусловленные изменением климатических условий — общей регрессией оледенения и соответствующим смещением ороклиматических зон.

В древней ледниковой зоне к концу позднего плейстоцена уже господствовали перигляциальные, а в современную эпоху — экстрагляциальные условия. Соответственно здесь сформировались полигенные трехслойные толщи, накопившиеся сначала при преобладании гляциальных процессов, затем — солифлюкционных, а позднее — физического выветривания.

В древних перигляциальных условиях часто по аналогичным причинам встречаются элювиально-коллювиальные покровы с двухслойным строением

---

<sup>1</sup> Здесь и ниже рассматриваются только коллювиальные формы — покровы, потоки и конусы накопления, поэтому определение «коллювиальные» в дальнейшем опускается.

толщи. Во внеледниковой обстановке нижняя часть покрова плотного сложения образовалась в более суровых климатических условиях при широком развитии процессов подснежного выветривания и формирования больших количеств пылеватого мелкозема, заполнившего пустоты между обломками. При последующем общем смягчении климата здесь возник слой рыхлого сложения с грубым механическим составом.

На значительных высотах климат первой геоморфологической зоны почти повсеместно остается суровым. Поэтому здесь широко распространены процессы нивации и, в частности, подснежной денудации. Огромную роль для разрушения пород играет многократный переход температур через нулевое значение. В результате перманентного таяния — замерзания образуются породы, состоящие из валунно-щебенистого материала различных размеров, погруженных в пылеватый мелкозем. Конфигурация обломков определяется главным образом системами трещин растяжения, фильтрующих гравитационную воду. Мелкозем с преобладающим содержанием пылеватой фракции возникает в условиях подснежной денудации и избыточного увлажнения на самых разнообразных породах фундамента и чехла.

### *Коллювиальные покровы пологих склонов*

Формы плоскостного перемещения коллювия хорошо сохраняются при слабом расчленении склонов (см. рис. 14, Б). Скорость движения обломочного материала в покровах мала (от первых десятков сантиметров до 1—1,5 м в год), общая сортировка обломков по механическому составу плохая. Это объясняется тем, что они образуются преимущественно при плоскостном сносе — денудации всей поверхности горного склона. В условиях умеренного расчленения склонов покровы сохраняются фрагментарно и чаще встречаются потоки. Поэтому покровы преобладают во внутренних районах с хорошо сохранившимся реликтовым рельефом первой зоны, а потоки — во внешних.

В области древнего оледенения и современного развития слабой эрозии покровы в основном сложены переотложенным моренным материалом. Здесь до сих пор существуют угасающие каровые ледники и концы отступающих долинных ледников. На водоразделах и в верхней части склонов широко распространены летующие снежники и сохраняются фрагменты морен древнего оледенения.

В течение позднего плейстоцена и современной эпохи глетчерный лед сменился долголежащими снежными покровами. Поэтому в верхней части горных склонов главнейшими процессами, сопровождающими формирование коллювиальных покровов, являются подснежная денудация и солифлюкционное течение суглинисто-щебенистого материала.

На склонах южной и северной экспозиций хребтов Байкальской горной страны, Алтая, Саян, Тянь-Шаня и Памира создаются различные условия осадконакопления. На северных склонах преобладают покровы коллювия плотного сложения, а на южных — рыхлого. Это, возможно, объясняется благоприятными условиями циркуляции верховодки и грунтовых вод на хорошо прогреваемых склонах и более активным выносом мелкозема.

Некоторые распространенные черты строения покровов удастся проследить в продольном сечении склонов в обрывах эрозионных долин ручьев и речек, которые прорезают коллювий (рис. 15, А, Б). В нижней части покровов часто наблюдаются мореноподобные породы щебенисто-суглинистого состава иногда с линзами погребенного льда (А, Г). Они образовались, по-видимому, в результате

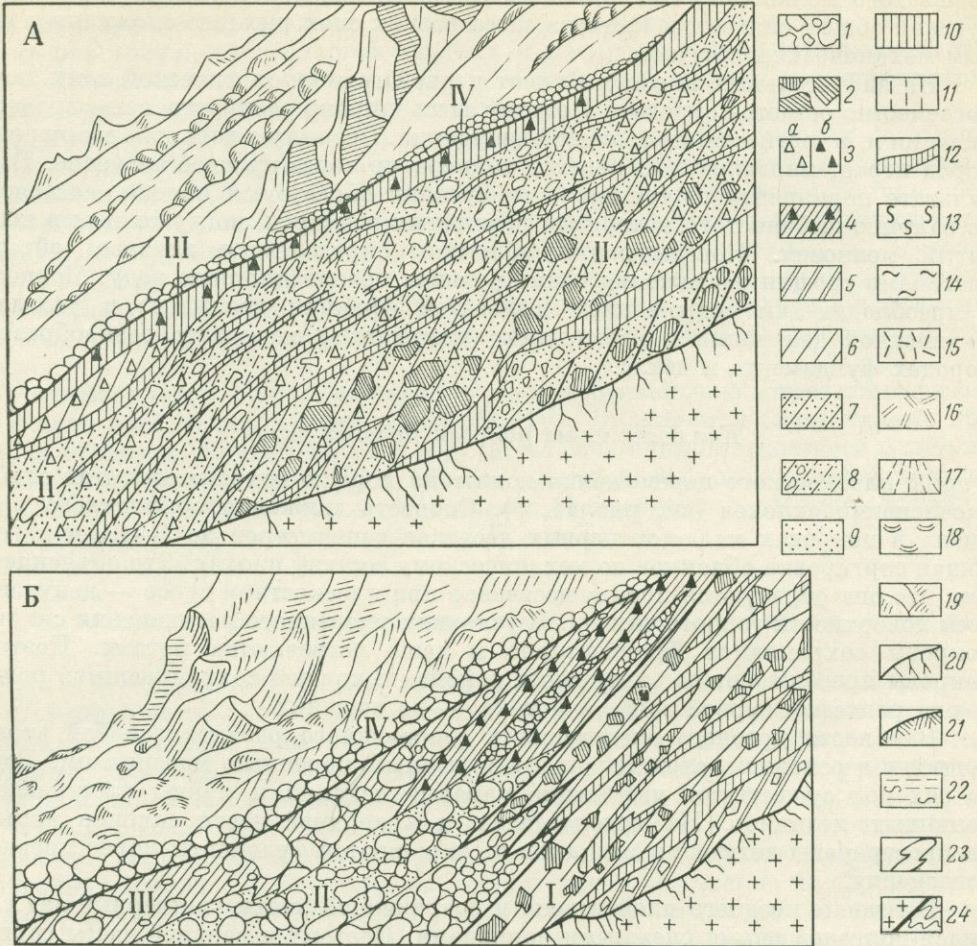


Рис. 15. Строение (в продольном сечении) полигенных гляциально-коллювиальных покровов (А) и потоков (Б) на пологих и относительно крутых склонах в условиях современной перигляциальной и древней гляциальной зон. Центральный Памир, полевые зарисовки

1, 2 — валунный и крупноглыбовый материал осыпей физического выветривания (1 — коренных пород, 2 — преимущественно древних морен); 3 — щебнистый материал морен и мореноподобных отложений (а — молодых, б — древних); 4 — моренные и мореноподобные отложения, по возрасту неподразделенные; 5—11 — различные типы заполнителя пустот в коллювиальных отложениях (5—7 — суглинки: 5 — тяжелые, 6 — средние, 7 — легкие); 8 — супеси; 9 — пески; 10, 11 — лёссовидные породы (10 — суглинки, 11 — супеси); 12 — прослойки безвалунной глины, часто опесчаненной; 13, 14 — солифлюкционные отложения (13 — на зарисовках, 14 — в разрезах); 15, 16 — коллювий (15 — физического и 16 — преимущественно морозного выветривания); 17 — различные коллювиальные конусы накопления; 18, 19 — формы микрорельефа на поверхности коллювиальных отложений (18 — натечные, 19 — пучения); 20, 21 — зона выветривания коренных пород (20 — значительная, 21 — незначительная); 22 — парагенез делювиальных и солифлюкционных отложений; 23 — линзы льда; 24 — дочетвертичные породы, осложненные разрывами.  
Цифры I—IV пояснены в тексте

перетолжения морен и солифлюкционного течения. Выше залегает более песчанистая и неяснослоистая толща (А, II). Слоистость обусловлена наличием тонких (несколько сантиметров) прослоев, вытянутых примерно параллельно поверхности склона. Там, где граница между нижней и верхней толщами со следами размыва, можно предположить разновозрастность образований и относить формирование нижней мореноподобной толщи к более суровым климатическим условиям. Верхний слой (А, III) в перигляциальной области представлен плащом пылеватых суглинков с включениями щебня и валунов. На его поверхности местами залегают скопления обломочного материала рыхлого сложения, приуроченные к выходам скалистых гребней, подвергавшихся морозному выветриванию (А, IV).

Во внеледниковой зоне слоистое строение коллювиальных покровов встречается реже; это, по-видимому, связано с тем, что вся толща коллювия является образованием, возникшим в более однородных климатических условиях в результате парагенеза солифлюкционно-делювиальных процессов. В общем случае выделяются две толщи: нижняя — щебенисто-суглинистая, которая перекрывается супесчано-щебенистой толщей рыхлого сложения. В значительно обводненных отложениях верхняя толща может образоваться в результате постседиментационного промывания покрова верховодкой в периоды весеннего таяния снегов и осенних затяжных дождей.

Таким образом, сложно построенные покровы значительной мощности представляют собой полигенную разновозрастную толщу, в нижней части которой преобладает парагенез коллювиальных и моренных отложений, а в верхней — различных коллювиальных пород.

### *Коллювиальные потоки*

Между покровами и конусами коллювиального накопления потоки занимают промежуточное положение<sup>1</sup>. В их строении можно найти много черт, отличающих эти образования от коллювиальных покровов. Потоки всегда имеют область питания, частично не совпадающую с областью распространения; они встречаются на более крутых поверхностях и характеризуются удлинёнными очертаниями (см. рис. 14, III).

В районах древнего оледенения с широким развитием ледников притоков и каровых ледников коллювиальные потоки часто имеют неясно выраженное слоистое строение (см. рис. 15, Б). Местный валунный материал иногда позволяет установить и область преобладающего сноса — обрыв или древнее циркообразное понижение в приводораздельной части склона.

В наиболее полных разрезах потоков намечается линзовидное замещение различных слоев; в нижней части склона накапливаются более грубые отложения, насыщенные угловатыми обломками местных пород и крупными валунами. В продольных разрезах коллювия выделяется нижняя суглинисто-щебенистая толща, в которой встречаются линзы погребенного льда (Б, I). Этот слой напоминает моренные отложения, но обладает неясной слоистостью, примерно параллельной склону. Она образуется в результате чередования прослоев и линз суглинистого и супесчаного пылеватого материала, различно,

<sup>1</sup> В отличие от конусов выноса, образующихся в результате флювиального накопления обломочного материала.

обогащенного обломками. Суглинистые слои, по-видимому, представляют собой моренно-солифлюкционные потоки, генетически связанные с концами древних ледничков в верхней части склона. С таянием следует сопоставлять отложение тонких прослоек и линз запесоченного безвалунного суглинка, встречающегося в суглинисто-щебенистой толще покровов и потоков.

На относительно крутых склонах в их нижней части коллювий обогащается, а местами замещается линзами валунного плохо окатанного материала (Б, II). Возможно, эти отложения вымыты тальными водами, возникшими в виде рассредоточенных струй в общей массе солифлюкционно-гравитационного материала. Верхняя толща иногда имеет двухчленное строение: нижний суглинисто-щебенистый слой плотного сложения (Б, III) и верхний щебенисто-валунный слой рыхлого сложения (Б, IV). Последний образован в основном совершенно неокатанными и плохо окатанными местными породами, накопившимися в результате промывания верхней части коллювиального потока.

Возраст коллювиальных отложений в большинстве случаев трудно установить. Можно лишь предположить, что преобладают сравнительно молодые отложения — позднплейстоценовые и голоценовые, так как в условиях горных склонов (преимущественно крутых) коллювий представляет собой транзитные образования, быстро разрушающиеся вследствие общей интенсивной денудации склона и выноса обломочного материала.

В высокогорных районах, испытавших в плейстоцене оледенения с последующим развитием многолетней мерзлоты молодой коллювий, по-видимому,

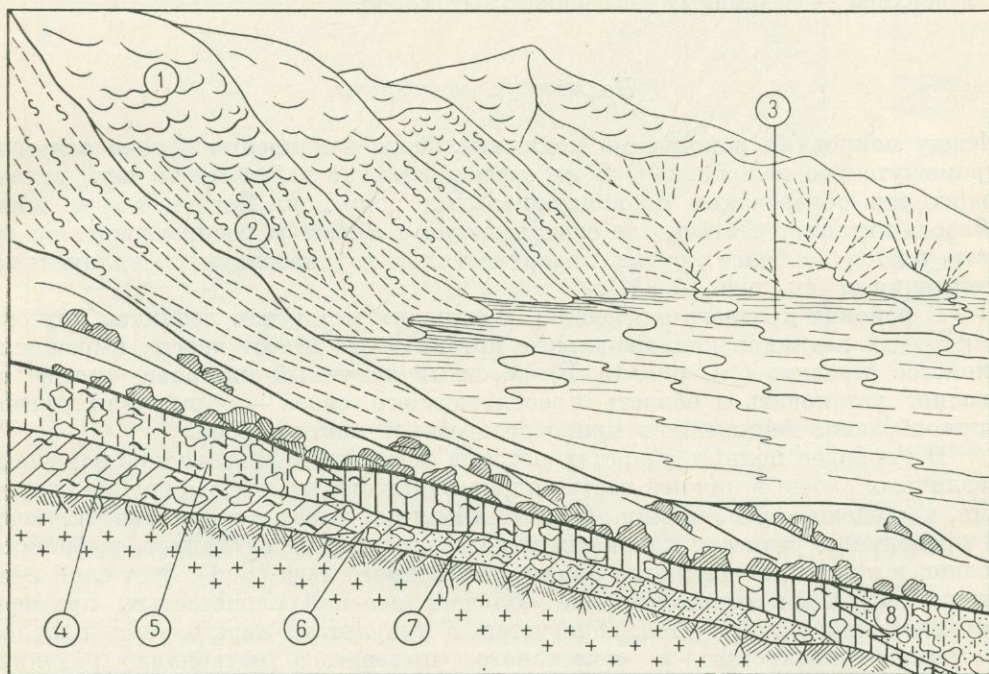


Рис. 16. Полигенные покровы, потоки и конусы накопления коллювия у подножия хребтов в условиях пологих склонов, повышенной аридности и широкого развития многолетней мерзлоты. Восточный Памир, полевая зарисовка долины р. Рангуля. Условные знаки см. на рис. 15. Цифры 1—8 пояснены в тексте

накапливался в условиях повышающейся аридности климата. Такие образования широко распространены в высокогорных районах Забайкалья, Саян, Алтая, Тянь-Шаня, Памира, Каракорума и отчасти Тибета. Общее смягчение климата с конца плейстоцена и в голоцене привело здесь к увеличению мощности деятельного слоя и значительному развитию солифлюкции. Этими процессами были созданы своеобразные полигенные покровы и потоки коллювия (рис. 16). Характерная черта их строения — парагенезы отложений, климатически обусловленные. В приводораздельной части склона господствуют более суровые микроклиматические условия и здесь в основном формируются солифлюкционно-делювиальные покровы (1). В средней части склона, в более «теплых» микроклиматических условиях эти отложения сменяются делювиальными, а у подножия хребтов — делювиально-фанлювиальными (2), постепенно замещаясь на дне плоских обширных долин фанлювиальными отложениями (3). В более суровых условиях солифлюкционная компонента полигенного покрова сохраняется до их основания. В зависимости от крутизны и степени расчленения склонов здесь формируются покровы или потоки и реже конусы коллювиального накопления.

На первом плане рис. 16 показан схематизированный продольный разрез коллювия с замещением парагенезов (1, 2 и 3) и связанные с этим явлением изменения состава покрова или потока. В общей массе солифлюкционно-делювиальный материал характеризуется слабой гравитационной сортировкой сверху вниз по разрезу и линзовидной слоистостью; в нижнем слое преобладают крупные обломки, погруженные в грубый суглинок (4), в верхнем — супесчано-суглинистые пылеватые породы с мелкой щебенкой (5). Вниз по склону эти слои становятся более песчанистыми (6, 7) и по мере удаления от водораздела мощность нижнего слоя убывает, а верхнего возрастает. Это сопровождается замещением коллювиального потока отложениями бесчисленных ручейков (8).

### *Конусы накопления*

Наряду с коллювиальными потоками встречаются и линейные формы коллювиального накопления (рис. 17). В первой геоморфологической зоне на строение коллювиальных конусов накопления большое влияние оказывают условия питания обломочным материалом, так как расстояние от конуса накопления до области питания — верхней части желоба стока и ниши отрыва — незначительно. В пограничных районах первой и второй зон по мере удлинения желоба стока это влияние слабеет. Выделяются различные элементарные конусы без желоба стока (1 и 2) и с желобом стока (3), а также конусы с хорошо разработанной нишей отрыва (4). Древовидные обводненные конусы накопления представляют собой формы наиболее полного развития линейного сноса коллювия (10).

В зависимости от основного источника обломочного материала выделяются солифлюкционные (5, 6), солифлюкционно-гравитационные (10) и моренно-гравитационные конусы накопления (8, 9). В природе (в отличие от классификационных схем) часто наблюдаются образования, сочетающие черты отложений различных генетических типов. Так, например, флювиальные отложения горных ручейков — фанлювиальные конусы (7) — имеют местную область питания в верхней части склона — небольшую эрозионную долинку и конус выноса в устье ручья у основания склона. Конусы накопления с крупными желобами стока и древовидной областью питания в условиях значительного

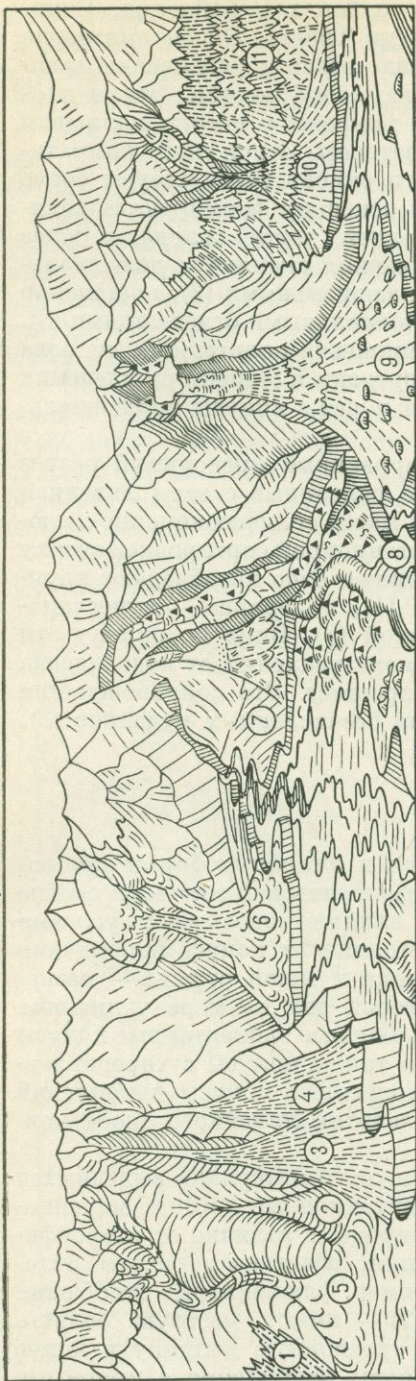


Рис. 17. Линейные формы накопления коллювия. Центральный Памир, полевые зарисовки в верховьях р. Гунта (периодического) обводнения часто характеризуются общими чертами строения с флювиальными конусами выноса; в ряде случаев они представляют собой отложения переходного типа между коллювием и флювиальными осадками.

1—10 — различные типы коллювиальных конусов накопления (пояснены в тексте); 11 — коллювиальные покровы. Условные знаки см. на рис. 15

Коллювиальные потоки (11) и разнообразные конусы накопления (1—10) генетически связаны с древними ледниками и с современными летующими снежниками. К современной эпохе они подверглись эрозионному расчленению. Так, моренно-солифлюкционные конусы, связанные желобами стока с концами ледников, оказались расчлененными периодически функционирующими эмбриональными ручьями (8). Аналогичные явления наблюдаются в солифлюкционных и солифлюкционно-гравитационных конусах (9, 10). Вследствие деятельности верховодки и эмбриональных ручьев изменилось строение солифлюкционно-гравитационных конусов, в которых уменьшилось количество тонкого пылеватого материала, вымытого из общей массы суглинисто-щебенистых отложений (10). Под воздействием талых вод строение потоков в верхней части горных склонов также стало более грубым (11).

Таким образом, регрессия оледенения привела к общему изменению условий формирования коллювия в связи с вытеснением гляциальных процессов солифлюкционными и проникновением слабой и умеренной эрозии в перигляциальную ороклиматическую зону.

КОЛЛЮВИЙ ПОГРАНИЧНЫХ РАЙОНОВ  
ВНУТРЕННЕЙ (I) И ВНЕШНЕЙ (II)  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЗОН

#### КОЛЛЮВИЙ ПОГРАНИЧНЫХ РАЙОНОВ ВНУТРЕННЕЙ (I) И ВНЕШНЕЙ (II) ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЗОН

Строение, морфология и распространение различных типов коллювия непосредственно связано с эволюцией и главнейшими особенностями строения горных склонов пограничных районов. Здесь устанавливается сочетание двух типов рельефа — реликтового и нового,

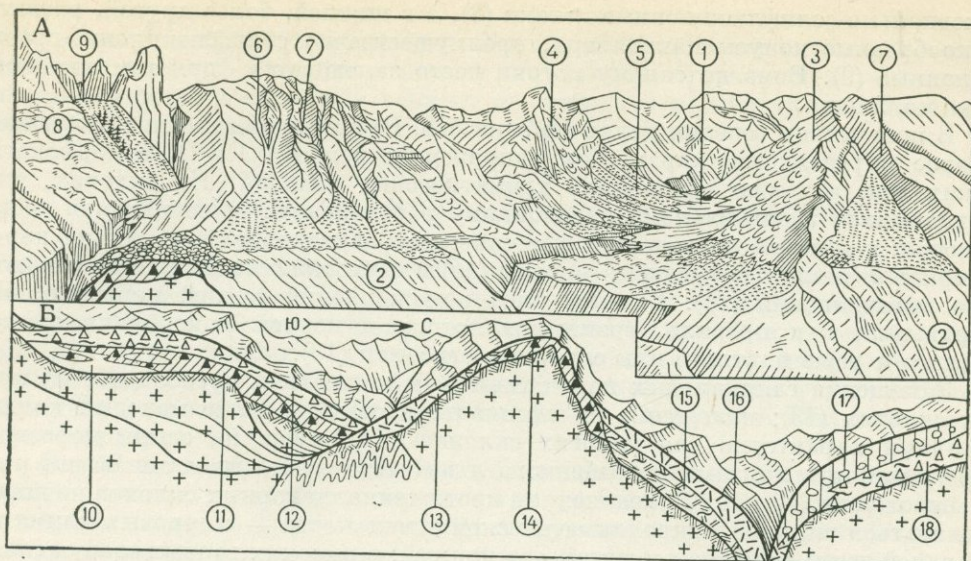


Рис. 18. Схема соотношения коллювиальных покровов, потоков и конусов накопления с моренами в условиях регрессии оледенения и проникновения регрессивной эрозии. Юго-Западный Тянь-Шань

А — полевая зарисовка, Б — деталь строения четвертичных отложений в верхней части склонов. Условные знаки см. на рис. 15. Цифры 1—18 пояснены в тексте

вследствие проникновения в пределы первой геоморфологической зоны регрессивной глубинной эрозии. Этот процесс новейшей переработки склонов определил внешний облик долин пограничной зоны (рис. 18, А). В результате плоское дно древних впадин оказалось расчлененным молодыми ущелистыми врезами, глубина которых быстро возрастает от внутренних к внешним районам горного сооружения.

Увеличение крутизны горных склонов, особенно в их нижней части, было связано с развитием молодых ущелистых долин и повлекло за собой нарушение условий значительной изоляции экзогенных процессов от главных базисов денудации (предгорных и межгорных впадин). Это обеспечило вынос коллювиального материала, скапливавшегося ранее у подножий склонов древних долин.

По мере углубления регрессивно растущих врезов, горные склоны начали приобретать характерное двучленное строение. Более пологие склоны (1) сохранились фрагментарно в верхней части долин. Они образовались в условиях умеренной эрозии, свойственной первой зоне. Нижние, более крутые, склоны (2) имеют еще незначительную протяженность, но уже существенно влияют на формирование коллювия, способствуя регрессивному развитию желобов гравитационного стока и возникновению эрозионных ложбин. Так, если в пограничных районах первой зоны преобладают формы плоскостного коллювиального сноса — потоки (3, 4) и слившиеся элементарные конусы накопления без желобов стока (5), то в пограничных районах второй зоны развиваются коллювиальные конусы с желобами стока (6, 7).

Обстановка формирования полигенных коллювиальных отложений на горных склонах различна. В верхней, полой, части склонов распространены

делювиально-солифлюкционные потоки (8), а в нижней, более крутой, развиты разнообразные конусы накопления, преимущественно солифлюкционно-гравитационные (9). Вниз по склону потоки часто замещаются формами линейного стока коллювия.

В поперечном сечении долин (см. рис. 18, Б) показано строение коллювия, которое определяется характером сопряжения рельефа I и II геоморфологических зон, а также изменением климатических условий. На склонах, уже подвергшихся значительному эрозионному расчленению, делювиальная составляющая коллювия повсеместно вытесняется гравитационной. В устьях каров и цирков активно разрушаются морены (14) и перекладываются осыпи морозного выветривания (15). В конце морен и скоплений осыпей морозного выветривания, как правило, возникают потоки и конусы накопления осыпей рыхлого и реже плотного или сложного строения (13).

Замещение гляциальных пород типичным коллювием преобладает на крутых склонах (13); наложение на гляциальные породы более молодых коллювиальных характерно для пологих склонов. Например, на осыпи морозного выветривания с линзами погребенного льда часто накладываются осыпи рыхлого сложения (15, 16). С увеличением протяженности горных склонов начинает усиливаться влияние микроклиматической зональности — с суровым климатом в верхней части склонов и мягким — в нижней; в высоких горных сооружениях эти условия изменяются от гляциальных до экстрагляциальных включительно. Гляциальные процессы, как правило, развиты только в приводораздельной и средней частях склонов, в нижней преобладают перигляциальные и экстрагляциальные.

В связи с общим потеплением и регрессией оледенения в перигляциальной зоне влияние экспозиции склона на формирование коллювия возрастает. Это имеет большое значение для осадкообразования в высокогорных странах низких широт с хребтами широтного и субширотного простирания. На северных склонах в приводораздельной части хребтов обычно залегают гляциальные отложения (11). Они сопрягаются с мертвыми льдами каровых и долинно-каровых ледников (10) выше устьев древних цирков; гляциальные отложения перекрываются солифлюкционными покровами (12). На южных склонах на древних солифлюкционных потоках (18) залегают солифлюкционно-делювиальные отложения (17).

В пограничных районах преобладают потоки плотного сложения с пылеватым суглинистым заполнителем. Образование пылеватого материала связано с денудацией древних морен и подснежным выветриванием коренных пород при периодическом таянии летующих снежников. Слоистое строение толщ, по-видимому, следует сопоставлять с колебаниями климата и изменением интенсивности выветривания пород, особенно процессов таяния — замерзания. В современной экстрагляциальной зоне на меньших высотах и в неблагоприятной обстановке, преимущественно на южных склонах, преобладают гравитационно-делювиальные отложения. Здесь намечается замещение потоков плотного сложения рыхлыми и более грубообломочными образованиями, а также постепенное вытеснение покровных форм коллювия линейными.

Таким образом, микроклиматическая зональность в сочетании с геоморфологической определяет большое разнообразие парагенезов в разновозрастных толщах коллювия в пограничных районах, вытеснение форм покровного типа линейными и различное строение толщ в приводораздельной и нижней частях склонов. Эти изменения наиболее ярко выражены, если приводораздельные участки находятся в перигляциальных условиях, а нижние — в экстрагля-

циальных. Для широко ориентированных хребтов характерно различное строение коллювия на северных и южных склонах (4). Существенное механическое изменение состава коллювия зависит от степени переработки древних поверхностей склонов процессами молодой глубинной эрозии.

## КОЛЛЮВИЙ ВНЕШНЕЙ (II) ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Рельеф этой зоны, свойственный всем горным странам, особенно широко развит в высоких узких горных сооружениях. Водоразделы здесь представляют собой островершинные гребни с обнаженными пиками. Главными элементами рельефа являются склоны — гигантские обнаженные часто выпуклые крутые поверхности, почти лишенные четвертичного покрова. Среди форм накопления коллювия повсеместно преобладают линейные — конусы накопления с желобами стока (рис. 19).

Огромные контрасты высот и глубокое расчленение рельефа определили местные резкие различия климатических условий формирования коллювия на горных склонах. Здесь выделяются следующие парагенезы склоновых отложений, характерные для различных ороклиматических зон.

*В гляциальной зоне* формы коллювиального сноса представлены осыпями физического, главным образом морозного выветривания. На границе оледенения преобладают сочетания этих отложений с одновозрастными солифлюкционными потоками и покровами. Длительное оледенение высокогорных регионов препятствовало развитию молодой глубинной эрозии в течение всего плейстоцена и способствовало консервации древнего рельефа. Но все же значительная крутизна склонов определила преобладание линейных форм коллювиального стока, обладающих еще большим сходством с морфологическими и генетическими аналогами в пределах пограничных районов первой зоны (см. рис. 18).

*В перигляциальной зоне* в обстановке холодного климата с долголежащими покровами снега образуются наименее дифференцированные коллювиальные конусы накопления. По морфологии и строению они близки к солифлюкционным потокам. Только в нижней части склона отложения конусов имеют слабые гравитационную дифференциацию и эрозионное (эмбриональное) расчленение.

*В экстрагляциальной зоне* в условиях умеренного климата из общей массы коллювия выделяются многочисленные водные струи, способствующие эрозионно-экзарационной разработке основного желоба гравитационного стока. Второстепенные желоба врезаны меньше. К основанию склонов поступает солифлюкционный материал, уже подвергшийся частичной переработке и перетолжению не только в процессе течения и гравитационной сортировки обломочного материала, но и под воздействием многочисленных блуждающих водных струй. Такие солифлюкционно-гравитационные конусы накопления иногда характеризуются неясно выраженной слоистостью. Последняя определяется супесчаными линзами — отложениями водных струй, периодически функционирующих в грубообломочном материале конуса.

Коллювиальные потоки здесь имеют подчиненное значение и представляют собой маломощные прерывистые образования со слабой гравитационной дифференциацией материала в нижней части и у основания склонов. Они характеризуются плотным сложением и относительно грубым составом.

В условиях теплого климата солифлюкция полностью замещается гравитационным перемещением с частичной водной сортировкой обломочного материала. В областях с кратковременным снежным покровом, распадающимся

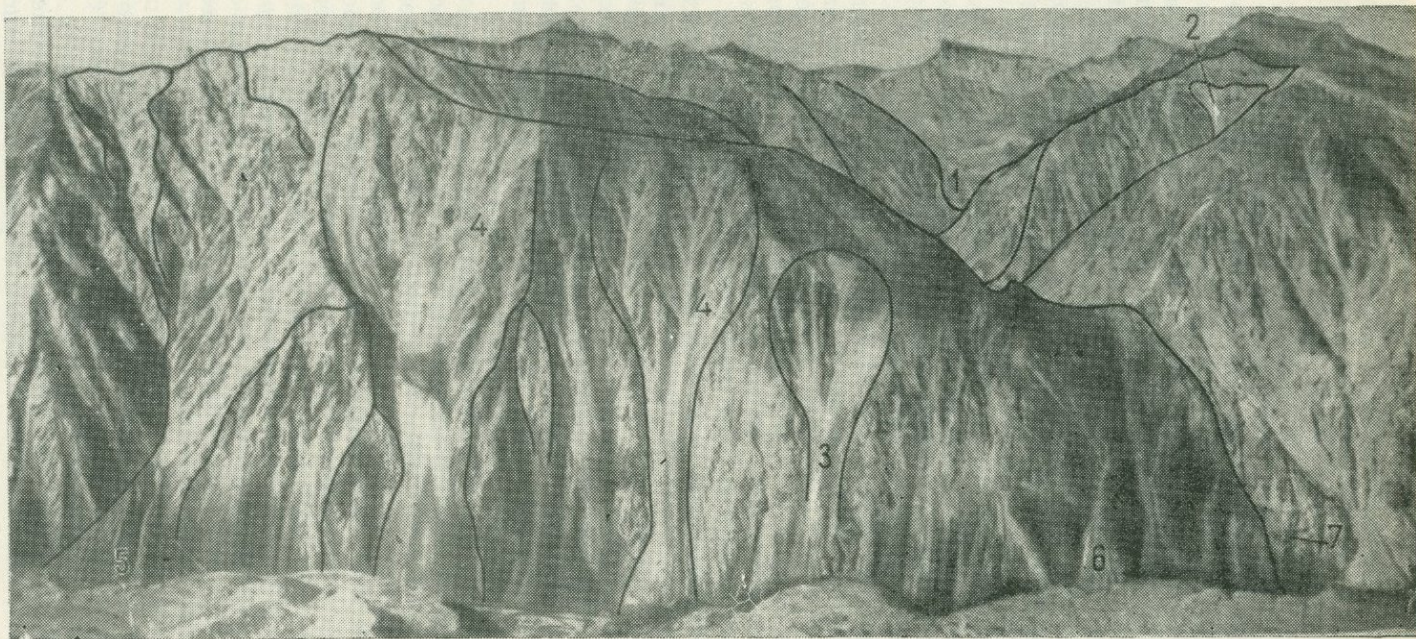


Рис. 19. Коллювиальные конусы накопления на крутых склонах глубоко расчлененного рельефа, перигляциальные условия. Цифры 1—7 пояснены в тексте

на снежные пятна, уже в начале весны в теле коллювиального конуса появляется верховодка. Под ее воздействием и при участии поверхностных водотоков коллювий конусов накопления постепенно приобретает сортировку, приближающуюся к таковой обломочного материала конусов выноса горных ручьев. Дальнейшее углубление и разработка желоба стока древовидной обводненной осыпи, может привести к ее превращению в ручей с эрозионным врезом и фанлювиальным конусом выноса (см. рис. 19). В коллювиальных потоках солифлюкционная составляющая заменяется горно-делювиальной. В зависимости от крутизны склонов здесь развиваются прерывистые маломощные делювиально-осыпные и обвальнo-осыпные потоки с неясной гравитационной дифференциацией обломочного материала.

В регионах наибольшего развития глубинной эрозии и формирования гигантских (2—3-километровых) крутых склонов среди коллювиальных конусов накопления преобладают формы с удлинненными желобами стока. В высоких горных сооружениях в связи с ярко выраженной местной ороклиматической зональностью области питания коллювиальных конусов лежат в пределах древнего оледенения — у устья троговых долин с моренами угасающих ледников (1) или в верховьях древних каров и карообразных ниш летующих снежников (2). Конусы накопления характеризуются большим разнообразием: наряду с редуцированными (3) и хорошо развитыми (4) встречаются формы, переходные к конусам выноса ручьев (5). Конусы с редуцированными желобами тяготеют к основаниям склонов небольшой протяженности (6). Молодой эрозионный врез здесь достигает значительной глубины, а дно долины обладает большими уклонами (7). Но даже мощная транзитная река с трудом транспортирует весь обломочный материал, поступающий по желобам с активно разрушающихся склонов.

Одним из широко распространенных склоновых процессов в пределах второй зоны является уничтожение форм плоскостного коллювиального сноса и возникновение разнообразных форм линейного сноса — коллювиальных и фанлювиально-коллювиальных конусов накопления. Процесс уничтожения покровов и потоков начинается еще в пограничных районах первой и второй зон, но наибольшего развития он достигает во второй зоне.

Выделяются следующие стадии: 1) частичного размыва потоков и покровов; 2) значительного размыва и обнажения склонов в районе зарождающегося желоба; 3) полного уничтожения коллювия покровного типа и обнажения склона.

В пограничных районах первой и второй зон, особенно в перигляциальной области, преобладает вторая стадия. Здесь фрагменты покровов и потоков коллювия сохраняются на относительно пологих участках склонов между областями питания экзарационных или денудационно-экзарационных желобов.

В условиях второй геоморфологической зоны на крутых склонах покровные формы коллювия полностью замещаются осыпями основания слитыми конусами накопления и разнообразными конусами с желобами.

Основная причина уничтожения покровов — общая переработка склонов в направлении низколежащих местных базисов денудации. В связи с высокой активностью эрозии и быстрым увеличением глубины молодых ущелий процесс «омоложения» склонов широко распространен. Это вызывает значительное увеличение протяженности склонов при небольшом изменении ширины ущелий, т. е. общее увеличение крутизны, при которой возникает необходимый запас энергии для замещения плоскостной денудации линейной.

В условиях холодного и теплого климата образование крутых, близких к вертикальным, выщуклых склонов большой протяженности определило

повсеместное развитие гигантских осыпей и обвально-осыпных отложений. Они накапливаются на поверхности поймы и террас или непосредственно поступают в русло, везде сочетаясь с фанлювиальными и аллювиальными отложениями.

В районе с сезонным снежным покровом в верхней части склонов коллювиальные отложения еще связаны с солифлюкционными процессами, имеющими ограниченное распространение. Коллювий, обогащенный мелкоземом, как правило, сохраняется только в нижних слоях толщ. Здесь в пределах одной и той же толщи часто наблюдается замещение снизу вверх щебенисто-суглинистого пылеватого материала грубообломочным. Строение коллювия также изменяется и в направлении от водоразделов ко дну долины. Это обусловлено выветриванием естественных обнажений и изменением крутизны склонов. В их верхней части поверхность коллювиальных толщ сглажена, часто покрыта травяной и кустарниковой растительностью, ниже склоны становятся более круглыми с обнаженными грубообломочными осыпями.

В районах с кратковременно лежащим маломощным (часто фрагментарным) снежным покровом и высокими летними температурами наблюдается сплошное развитие обнаженных крупнообломочных осыпей. Мелкозем, как правило, отсутствует, и в пьедестальной части склона накапливается коллювий, преимущественно рыхлого сложения и самого различного облика — от элементарных конусов накопления до сильно разветвленных древовидных форм. Широкому развитию гравитационных отложений способствует глубокое расчленение хребтов ущелистыми долинами с выпуклыми склонами. Быстрый «рост» склонов определил преобладающее развитие линейных форм коллювиального стока с гипертрофированными желобами (рис. 20). Осыпи основания (1) и конусы накопления с редуцированной областью питания здесь распространены ограниченно и приурочены к склонам небольшой протяженности. Чаще встречаются конусы накопления с удлиненным желобом и хорошо развитой нишей питания обломочным материалом (3). Близко расположенные конусы накопления, сливаясь, образуют единый шлейф грубообломочного материала (4). Наиболее значительно распространены здесь древовидные осыпи (5, 6, 7 и 8). От ниш (источников обломочного материала) в склоне по желобам стекают «ручейки» осыпей, которые размываются рекой. Выделяется несколько морфологических разновидностей древовидных желобов, различающихся степенью развития некоторых своих элементов: относительно короткие, но широкие (5), большой протяженности (6), со сложным ветвлением и нишей питания (7). Системы ветвящихся желобов по отношению к главному желобу представляют собой своеобразные «притоки» высокого порядка. Наиболее развитые формы являются переходными к эмбриональным эрозийным системам стока обломочного материала. Они обладают хорошо развитым основным желобом стока и сложноветвящейся системой желобов в области питания (8).

На дне долин наряду с коллювиальными конусами накопления широко развиты конусы выноса горных ручьев высокого порядка (9). Последние образуются в процессе регрессивного развития древовидных обводненных осыпей. Конусы накопления и конусы выноса, поступая одновременно на поверхности поймы и низких террас, формируют полигенные гравитационно-фанлювиальные толщи — основной источник обломочного материала аллювия горных рек.

Быстрый «рост» склонов и значительное сужение долин местами вызывают перегрузку рек коллювием, который они с трудом выносят во впадины горной страны. Наблюдения показывают, что аллювий рек во второй геоморфологической зоне в основном представляет собой не материал, образовавшийся в ре-



Рис. 20. Основные типы коллювиальных конусов накопления во внеледниковых регионах. Цифры 1—9 пояснены в тексте

зультате эрозии, а более или менее обработанный коллювий. Это особенно справедливо для малых речек. Местами коллювиальные и полигенные толщи, загромождающая долину, создают перемычки — естественные плотины, сквозь которые фильтруется речной поток. Там, где эти плотины достигают больших размеров, их образование связано с мгновенным поступлением коллювия в виде обвалов или селей. Обвалы меньших масштабов распространены повсеместно на крутых горных склонах второй зоны и часто образуют в парагенезе с осыпями обвально-осыпные толщи.

Во внешних районах второй зоны, граничащих с предгорьем, устанавливаются разнообразные типы внутреннего строения коллювия (рис. 21). Наибольшее распространение здесь имеют осыпи и обвально-осыпные отложения рыхлого сложения (1). Они встречаются преимущественно в конусах накопления и реже в коллювиальных потоках. Последним более свойственно двучленное строение с рыхлой верхней и плотной нижней частями (3). Реже наблюдаются осыпи плотного сложения (2). Такое строение чаще имеют полигенные толщи, например гравитационно-селевые скопления, а также солифлюкционно-гравитационные, распространенные в приводораздельных участках склонов холодных районов, сопредельных с перигляциальной зоной. Осыпи с двучленным строением и плотного сложения развиваются также во внешних районах второй геоморфологической зоны, сопредельных с предгорьем. Здесь долины

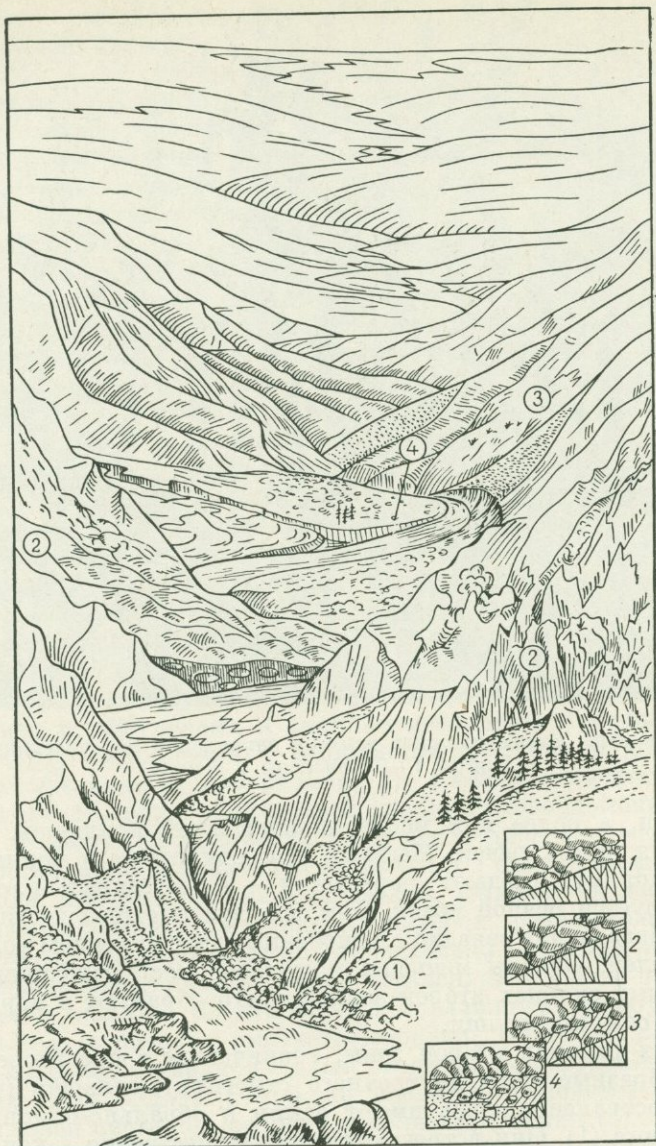


Рис. 21. Общий вид и строение коллювия в районах, пограничных с предгорьем

Осыпи различного сложения: 1 — рыхлого, 2 — плотного, 3 — сложного, двухслойного; 4 — сопряжение флювиальных и коллювиальных отложений. Цифры 1—4 пояснены в тексте

вновь расширяются и склоны становятся более пологими. В этих условиях на дне долин распространены полигенные коллювиально-фанлювиальные толщи (4).

Таким образом, активная денудация водоразделов и склонов второй зоны определила: 1) непрерывное поступление на дно впадин огромного количества щебенистых масс, 2) широкое развитие парагенезов с аллювием и фанлювием, 3) формирование преимущественно грубообломочных отложений щебенисто-валунных пород, присутствующих в потоках и конусах накопления.

Образно выражаясь, перигляциальная зона высокогорных сооружений является «фабрикой» пылеватого суглинистого материала. Размыв пород древнего и современного гляциального и перигляциального комплексов, многократное переотложение щебенисто-суглинистого мелкозема системами обводненных древовидных осыпей, а также ручьев, первичная гравитационная сортировка осуществляются главным образом на грандиозных крутых склонах второй зоны. Главная сортировка коллювия и перенос мелкозема за пределы горного сооружения производится транзитными реками внеледниковой зоны.

## 2. КОЛЛЮВИЙ МЕЖГОРНЫХ И ПРЕДГОРНЫХ ВПАДИН (III и IV ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЗОНЫ)

*В предгорной (III) зоне* склоновые процессы еще имеют существенное значение в районах, пограничных с горным сооружением. Но по мере удаления от гор интенсивность расчленения уменьшается: склоны снижаются и выполаживаются.

*На подгорно-равнинной (IV) зоне* роль коллювиальных процессов мала и ограничена преимущественно разрушением террас. Только на участках внутридепрессионных поднятий — возвышенностях, грядах и невысоких хребтах — вновь возникают склоновые процессы и коллювиальные отложения; последние близки к коллювиальным отложениям зоны предгорий, поэтому ниже они описаны вместе.

Наиболее молодые толщи, формирующие низкое предгорье и склоны внутридепрессионных поднятий — хребтов и гряд — сложены преимущественно олигоцен-неогеновыми молассами. Породы фундамента и доорогенного чехла слагают предгорье лишь в определенной структурной обстановке. Выходы на поверхность крепких трещиноватых пород в условиях теплого или умеренного климата с повышенной аридностью способствуют накоплению грубообломочного коллювия в виде осыпей основания, конусов накопления (элементарных и с желобами). Потоки и покровы здесь развиваются реже и только на относительно пологих участках склонов. При преобладании мягкого, легко разрушаемого субстрата (состоящего из глинистых и песчаных пород) на склонах возвышенностей образуются делювиально-гравитационные песчано-суглинистые отложения, в большей или меньшей степени обогащенные угловатыми обломками.

Грубообломочные отложения на склонах хребтов и гряд предгорья по характеру строения еще близки к коллювию внешних районов горного сооружения. Территориально они тяготеют к высокому предгорью и почти не встречаются на пологих склонах низкого предгорья. Здесь образования типа делювиальных покровов преобладают над линейными формами накопления коллювия.

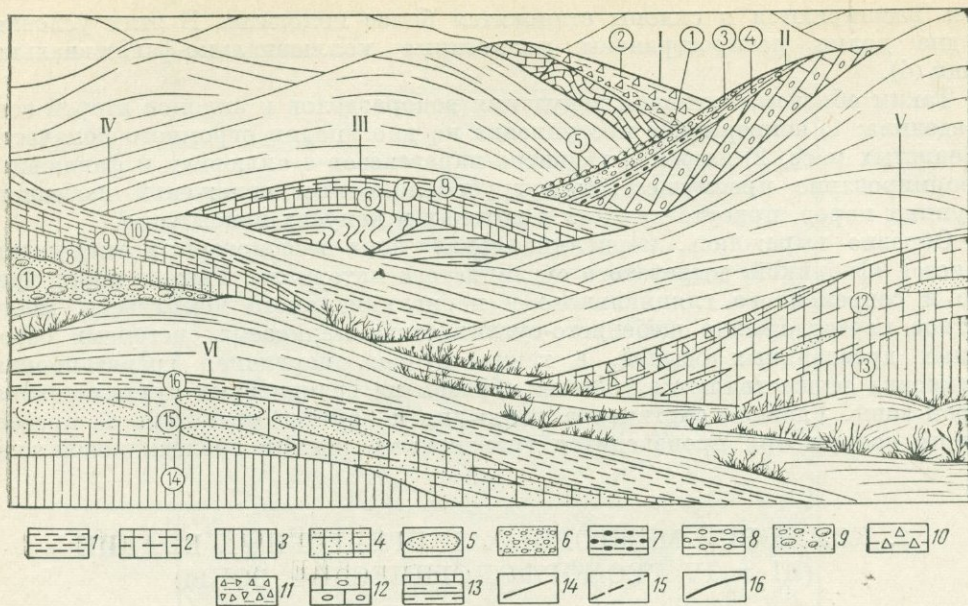


Рис. 22. Строение коллювиальных покровов в предгорьях и на склонах внутридепрессийных возвышенностей

1 — делювиально-пролювиальные покровы; 2, 3 — суглинки лёссовидные (2 — со следами выветривания и погребенными почвенными горизонтами, 3 — плотные неясностойкие); 4 — запесоченные с почвенными горизонтами; 5 — песчаные и супесчаные линзы; 6—8 — песчано-галечниковые коллювиальные отложения (6 — верхнего, 7 — нижнего, 8 — приводораздельного горизонтов); 9 — песчано-галечниковые аллювиальные отложения; 10, 11 — щебенисто-суглинистые отложения (10 — верхнего, 11 — нижнего горизонтов); 12, 13 — дочетвертичные породы (12 — конгломераты, 13 — песчаники и алевролиты); 14 и 15 — границы (14 — четкие, 15 — неясные); 16 — разрывы. Цифры I—VI и 1—16 пояснены в тексте

В связи с продолжающимся воздыманием предгорья можно наблюдать переработку склонов от относительно пологих к крутым формам. Этот процесс приводит к разрушению образований типа покровов. Ступенчатость склонов долин предгорья способствовала возникновению ряда «временных» базисов накопления. Там, где коллювиальные покровы сопрягаются с аллювием горных террас, удается установить их относительный возраст. Иногда более молодые склоновые отложения отделяются от древних почвенными горизонтами, которые отмечают перерывы в накоплении коллювия. В условиях относительной общей выположенности склонов в потоках коллювия выделяются верхняя, более подвижная, и нижняя, малоподвижная части.

В образовании щебенисто-суглинистых, щебенисто-супесчаных и реже щебенистых отложений большое значение имели гравитационные и делювиальные процессы, которые различно сочетались в зависимости от крутизны склонов (рис. 22). Соответственно на склонах накапливались делювиально-гравитационные парагенетические комплексы.

Там, где разрушаются преимущественно крепкие осадочные породы, часто возникают покровы с неясно выраженным двухслойным строением (1). Нижняя часть обогащена обломочным материалом, верхняя представлена суглинками (2), граница между этими толщами постепенная.

Если склоны сложены молассами, то коллювий отражает состав моласс. Оригинальные типы коллювия возникают на конгломератах и гравелитах

олигоцен-неогена, которые обычно слагают зону предгорий и гряды-поднятия в центральных районах впадин (II). Коллювий таких склонов представлен галькой, гравием, а также их обломками, погруженными в суглинок и супеси. Нижний слой толщи (3) более насыщен гравийно-галечниковым материалом, верхний (4) — обеднен. Часто на поверхности возникает слой рыхлой осыпи неравномерной мощности, возрастающей к основанию склона (5). Он почти полностью состоит из галек, гравия и их обломков, иногда с разнозернистым песком. Эти отложения вымыты из вышележащей толщи коллювия. Накапливаясь в основании террасы или террасовидного уступа на склоне долины, эти отложения (при беглом осмотре) могут быть приняты за фанлювий конусов выноса притоков или аллювий главной реки. При поисках россыпных месторождений выяснение генезиса гравийно-галечникового материала предгорий имеет большое значение. Это не менее важно учитывать при стратификации четвертичных отложений, а также при решении ряда других вопросов.

В рассмотренных случаях основным источником коллювия являлись различные дочетвертичные породы фундамента, древнего осадочного чехла или олигоцен-неогенового орогенного комплекса. Помимо этих путей образования коллювия в плейстоценовых предгорьях возникают особые условия, свойственные областям новейшего горообразования. Если в конце позднего плиоцена большинство высоких горных сооружений приобрело почти современный вид, то рельеф впадин горной страны главным образом в течение четвертичного периода существенно изменялся. Так, например, преимущественно в раннем и среднем плейстоцене начала формироваться зона предгорий, обрамляющая все крупные впадины: горные, предгорные и межгорные. В это же время конседиментационное развитие внутридепрессионных поднятий переходит в конэрозионное. Дальнейшее расширение зоны предгорий и становление в рельефе возвышенностей и гряд в центральных районах впадин продолжается до современной эпохи включительно.

Как показали палеогеоморфологические исследования, преобразование рельефа впадин оказалось значительным: от еле намечающихся возвышенностей внутридепрессионные поднятия достигли различной высоты — от первых сот метров до 2000 м (например, в Таджикской межгорной впадине); те же цифры можно привести и для зоны предгорий высоких горных стран Евразийского горного пояса.

Становление в рельефе древних равнин-предгорий привело к образованию покровов особого типа — переотложенных древних, преимущественно флювиальных отложений. Они представляют собой образования, тесно связанные с предшествующей эпохой и осадконакоплением на поверхности позднеплиоценовых, ранне- и среднеплейстоценовых подгорных равнин. В процессе превращения этих равнин в водоразделы и склоны развивающихся в рельефе поднятий, разнообразные древние отложения аллювиального и пролювиального происхождения подверглись диагенезу, а также длительному и многократному размыту и переотложению на склонах растущих возвышенностей, главным образом делювиальным путем. В предгорье при закреплении молодых плейстоценовых рек в углубляющихся долинах древние покровы также были преобразованы разными процессами физического и химического выветривания. В условиях четвертичных горных оледенений некоторая часть древних осадков подвергалась перевеванию и переотложению, но этот процесс (эоловый) не являлся главным.

Таким образом, к современной эпохе в результате длительного общего многократного переотложения на поверхности наклонных водоразделов и склонах

предгорий возникали своеобразные вторичные полигенные покровы — элювиально-делювиальные и фанлювиально-делювиальные толщи, состоящие из переотложенных древних пород флювиального и делювиального происхождения. Большинство этих отложений претерпело существенные изменения (механический состав, плотность, состав цемента и т. д.). Поэтому полигенные покровы отличаются от древнего аллювия и пролювия подгорных равнин и только немногие связаны с ними постепенными переходами (см. рис. 22, III—IV).

В литологическом отношении вторичные полигенные покровы часто представлены лёссовидными суглинками с неясной или скрытой слоистостью, а также с горизонтами слабо выраженных погребенных почв. Повышенное содержание песчаных частиц в этих породах иногда сопровождается следами размыва (Костенко, 1967 г.; Лазаренко, 1973 г.). Генезис пылеватых глинистых покровов изучен пока недостаточно. Не вызывает сомнения лишь то, что первичное отложение тонкого материала происходило в совершенно иных климатических и орографических условиях. Частично это были осадки древних горных рек с питанием в пределах гляциальной зоны, разливавшихся на дне обширных впадин в условиях значительно более сурового и влажного климата, частично — местные пролювиальные отложения у подножия склонов древнего предгорья.

В зависимости от интенсивности последующего расчленения современного предгорья, покров лёссовидных пород может сохраниться или на значительной площади, или фрагментарно. Водоразделы и склоны высокого предгорья обычно покрыты лишь маломощным прерывистым чехлом лёссовидных пород, из-под которого даже в неглубоких врезам выступают дочетвертичные отложения. Водоразделы и склоны низкого предгорья покрыты более мощным покровом. Последний полностью прорезается лишь крупными реками современной гидрографической сети, долины малых речек врезаются только в верхнюю часть этих отложений. На водоразделах различных порядков устанавливаются также многочисленные висячие и отмершие долины древней гидрографической сети, склоны и дно которых несут вторичные покровы лёссовидных суглинков. Контакт между древними породами и четвертичными покровами отложений лёссовидного комплекса характеризуется угловым несогласием иногда со следами размыва и перерыва в осадконакоплении.

При сравнении лёссовидных пород предгорий разных горных сооружений (Копетдага, Тянь-Шаня и др.) обращают на себя внимание различия этих пород по механическому составу (особенно по соотношению глинистых, пылеватых и песчаных частиц), по содержанию в них тяжелых минералов и другим свойствам. Так, например, в лёссовидных породах юга Таджикской депрессии преобладают пылеватые фракции, а в предгорьях Предкопетдагского прогиба — глинистые. В общем случае увеличение содержания пылеватых частиц наблюдается в лёссовидных породах, которые образуют покровы на склонах предгорий в районах, сопредельных с областями горных оледенений.

Сопоставление естественных обнажений позволяет установить некоторые различия в строении разрезов для покровов слабонаклонных водоразделов и пологих склонов возвышенностей, развивавшихся конэрозионно, кондендационно и конседиментационно в течение раннего и среднего плейстоцена (см. рис. 22, III и VI).

Как правило, эти отложения, формирующие вторичные покровы, сложены довольно монотонными, однородными пылеватыми суглинками, реже супесями палевых и буровато-палевых тонов, местами слабо запесоченными. Только

всесторонние детальные исследования их состава и строения позволяют установить различия между внешне весьма сходными породами. В нижней части вторичных коллювиальных покровов встречаются включения щебня местных и мелкие обломки экзотических пород (6), но чаще они отсутствуют. Местами у подошвы толщ породы имеют оттенок нижележащих отложений.

На первый взгляд эти толщ удивительно однообразны. Только детальные исследования позволяют установить слоистость лёссовидных суглинков. Она заметна в обрывах, подвергшихся избирательному выветриванию. В этом случае слои различаются по различному микрорельефу поверхности выветривания и едва уловимым потемнениям на участках погребенных почвенных горизонтов.

На склонах высокого предгорья и внутридепресссионных хребтов, развивавшихся конэрозионно в раннем и среднем плейстоцене в древних долинах транзитных рек, встречаются покровы, в образовании которых участвовали переотложенные флювиальные осадки. Очертания этих покровов вписываются в склоны и присклоновые участки древних долин. Здесь часто встречаются чистые и слабо запесоченные лёссовидные суглинки, залегающие по резкой неровной границе непосредственно на дочетвертичных породах (III, IV). Если удастся проследить контакт покровных отложений и подстилающих пород на значительном расстоянии, то почти повсеместно устанавливается пологий, но всегда отчетливо выраженный наклон коренного ложа к центральной части древней долины. Разрезы покровных толщ на склонах и поверхностях высоких террасовидных уступов имеют двухчленное (III) и трехчленное (IV) строение. В нижней части разреза залегают уплотненные пылеватые суглинки (7), выше следует менее уплотненная толща, подвергшаяся выветриванию и многократным переотложениям (8, 9) со следами почвенных горизонтов. Иногда верхняя эллювирированная толща (9) перекрывается молодым делювиальным шлейфом в основании склона (10), налегая на поверхность ближайшей террасы (11).

На склонах низкого предгорья и более молодых внутридепресссионных поднятий-возвышенностей, развивавшихся конденудационно и конседиментационно в раннем и отчасти среднем плейстоцене, встречаются переотложенные толщ осадков отмерших долин древней гидрографической сети (V—VI). Они образуют вторичные покровы, состоящие из разновозрастных слоев пылеватых суглинков. Нижний слой представляет собой древние незначительно измененные флювиальные покровы. Выше иногда по довольно четкой границе залегают слои лёссовидных суглинков, подвергшихся физическому выветриванию, местному выщелачиванию, переотложению и т. п. На этом слое местами лежит более молодой делювиальный покров, образовавшийся в результате плоскостного смыва пород. Здесь также часто встречаются сходные разрезы с двухчленным строением. Нижняя часть представляет собой суглинок палевого цвета однородного строения и тонкого состава (12). Выше, иногда по отчетливой границе, залегают запесоченные суглинки (13) с супесчаными прослойками и линзами.

В основании пологих склонов низкого предгорья залегают уплотненные лёссовидные суглинки со следами почвенных горизонтов (14). На более крутых склонах они бывают слабо запесочены. Выше суглинки иногда имеют неясно-слоистое строение, что обусловлено закономерным расположением линз фанлювия, т. е. отложений конусов выноса притоков высокого порядка, стекавших по склонам в долину (15). Верхняя часть разреза — более молодая и соответствует делювиальному чехлу, сформировавшемуся в результате плоскостного смыва и переотложения нижележащих лёссовидных суглинков (16).

Реконструкция древних долин межгорных и предгорных впадин позволяет высказать предположение о том, что основная масса пылеватого суглинистого материала была вынесена транзитными горными реками из перигляциальной зоны горных регионов. Но этот материал был еще далек от современного облика. Рост предгорий и возвышенностей внутри подгорных равнин вызвал многократные преобразования и переотложения пылеватого суглинистого материала. После его первичного отложения флювиальным путем в этой сложной природной «лаборатории» участвовали многие процессы, но, по-видимому, главенствующая роль принадлежала делювиальным в условиях сурового и влажного климата. Склоновые процессы сопровождали становление возвышенностей предгорий. Существенное значение имели также фанлювиальные процессы — переотложение суглинистого материала на развивающихся склонах местными ручьями высокого порядка.

Таким образом, в формировании вторичных полигенных покровов пылеватых суглинков следует различать два этапа: 1) первичное накопление в условиях конседиментационного развития поднятий; 2) вторичное многократное переотложение и преобразование суглинков в процессе становления поднятий в рельефе, т. е. при конденудационном и конэрозионном развитии. Может быть потому, что плейстоценовая история развития рельефа горных впадин еще недостаточно изучена, первоначальная связь древних лёссовидных пород предгорья с древним рельефом и коррелятивными флювиальными отложениями недостаточно очевидна.

Наличие большого количества пылеватого материала и значительная однородность разреза объясняются отчасти тем, что к современной эпохе подавляющее большинство покровов, сохранившихся на водоразделах различных порядков, которые в строении древнего рельефа соответствовали отложениям склонов и окраинно-присклоновым участкам обширных долин плейстоценовых рек. С течением времени они оказались высокоподнятыми (до 2000 м) и превратились в водоразделы, разделяющие современные долины речек с местным питанием. Отложения прарек в центральных частях этих древних долин-впадин вследствие длительного погружения были перекрыты более молодым аллювием рек современной гидросети. Это подтвердили данные буровых скважин во впадинах. Так, например, в Таджикской депрессии (Гиссарская, Яванская и Кафирниганская долины) установлено явление переуглубления и наличие наложенных толщ аллювия древней гидрографической сети огромной мощности.

Возможно, значительная часть пылеватого суглинистого материала отлагалась флювиальным путем в условиях особого режима горных рек, связанного с горными оледенениями и межледниковьями. Было бы ошибочно думать, что здесь имело место простое выпадение мути из речного потока, его последующий диагенез и превращение в лёссовидную породу. Древние осадки отлагались в условиях пойм и русел рек, блуждавших по обширным подгорным аккумулятивным равнинам, только позднее превратившихся в предгорья и системы внутридепрессийных возвышенностей. Конэрозионный процесс развития новейших поднятий должен был вызвать многократные преобразования этих пород главным образом делювиальными процессами, которые развивались на формирующихся склонах растущих хребтов. Лёссовидные породы могли переотлагаться различными путями: флювиальным, делювиальным, эоловым и др., но значение каждого из них в формировании вторичных полигенных покровов предгорий неравноценно.

Образование щебенисто-суглинистых пород, значительно обогащенных пылеватым материалом, можно наблюдать и сейчас в условиях сурового и влаж-

ного климата перигляциальной ороклиматической зоны. Однако остается еще много неясного в преобразованиях древних флювиальных пород, накапливавшихся в совершенно иных орографических и климатических условиях, которые господствовали в древних межгорных и предгорных впадинах горной страны.

На склонах современных предгорий и внутридепресссионных хребтов Е. В. Шанцером выделен горный делювий с рытвинным типом расчленения склонов. По строению он подразделен на три зоны: 1) привершинную, сложенную не только щебенисто-суглинистым материалом, но и песчано-гравелистым (отнесение последнего к горному делювию сомнительно); 2) конусы выноса, которые в привершинной части состоят из слоистого и окатанного обломочного материала (гравелистый и песчано-гравелистый материал). Е. В. Шанцер относит его к осадкам эмбриональных эрозионных форм и, в частности, к конусам выноса ручьев высокого порядка; 3) соответствующую периферийной части осадконакопления; в ее пределах накапливаются тонкозернистые суглинистые отложения, иногда неяснослоистые, подвергающиеся субаэральному диагенезу. По Е. В. Шанцеру, первая зона представляет собой зону турбулентных потоков, вторая — зону осадков переменного режима со слоистыми отложениями, имеющими различные размеры и степень отсортированности обломочного материала, третья зона характеризуется устойчивым субламинарным режимом.

В предгорьях часто встречается горный делювий с мелкорытвинной областью денудации. Он сопровождает начальные стадии развития поднятий в рельефе в виде возвышенностей. Процессу мелкорытвинного расчленения способствуют три главных фактора: семиаридный климат, обнаженность склонов и широкое распространение рыхлого покрова древних плейстоценовых равнин, поднятого над современными базисами денудации на высоту от первых десятков до 2000 м. Мелкорытвинный рельеф генетически тесно связан с ручьями и отложениями конусов выноса ручьев малых рек. Эти сочетания делювиальных и флювиальных процессов приводят к формированию делювиально-пролювиальных полигенных толщ.

На пологих склонах областей, которые лишь в позднем плейстоцене и в современную эпоху оказались втянутыми в поднятие, преобладают сочетания отложений мелкорытвинного делювия с плащеобразным делювием, описанным А. П. Павловым (1890 г.) на склонах Поволжья. Этот тип делювия преобладает на весьма пологих склонах низких возвышенностей.

В отличие от склонов платформенных возвышенностей делювиальные шлейфы у подножий предгорий и внутридепресссионных возвышенностей подвергаются непрерывному переотложению и последовательному смещению (в направлении от склона). Процесс обусловлен изменением наклонов поверхности — увеличением крутизны как в денудационной части склона, так и в пределах накопления горного делювия, включая и периферическую зону шлейфов. Миграция отложений горного делювия — перманентный процесс, поэтому границы накопления и сноса являются подвижными и отражают развитие процесса расчленения поднятия.

В общем случае выделяются местные зоны, расположенные концентрически относительно центра поднятия. Они соответствуют этапам последовательного вовлечения пьедестальных участков (практически горизонтальных) в поднятие и их превращение в наклонные поверхности склонов. Чем древнее зона, тем круче склон и глубже ее расчленение.

Вследствие непрерывного смещения всех трех зон, процесс накопления горного делювия в орогенных условиях является незавершенным и поэтому

реальное строение области накопления более сложное. Расширение поднятий и их рост приводят к непрерывному смещению зон отложения грубого и тонкого материала, к переотложению делювиальных шлейфов и образованию флювиально-делювиальных толщ довольно однообразного строения.

Верхняя часть горного склона (область сноса с первоначальными мелкими рытвинами) в горных странах развивается в иных условиях по сравнению со склонами платформенных возвышенностей. В последнем случае в условиях весьма малых скоростей воздымания, прерываемых, как правило, периодами временной стабилизации, мелкие рытвины успевают расшириться и слиться, вызывая общие снижение и плоскостную денудацию всего пологого склона. Стадию «мелкорытинного» расчленения склона претерпевают и многие орогенные поднятия, если скорость их роста в рельефе близка к платформенной. Это состояние встречается в самых начальных стадиях конэрозионного развития положительных структурных форм. Впоследствии оно сменяется более быстрым воздыманием, при котором происходит не слияние, а резкое обособление углубляющихся рытвин и отставание процессов плоскостной денудации от линейной — по рытвинам.

В благоприятных условиях избирательное углубление рытвин (на участках слабых пород и при большой водообильности) быстро превращает эти формы в ложе пересыхающих или постоянных горных ручьев с местной областью питания. В результате борьбы за водосборную площадь стока по многим рытвинам оказывается перехваченным. Постепенно в верховьях избирательно углубляющихся долин временного стока возникает разветвленная древовидная система водотоков, типичная для верховьев малых эрозионных форм. Поэтому на крутых склонах орогенных областей наблюдаются одновременно протекающие процессы мелкорытинного сноса и быстрого повсеместного преобразования рытвин в формы эрозионного расчленения. Селективное развитие эмбриональных долин горных ручьев дальше перерастает в нормальный эрозионный процесс речек с местной областью питания.

### 3. НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ АЗОНАЛЬНЫХ КОЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

#### ОБВАЛЫ

В горном сооружении (даже в условиях первой геоморфологической зоны) на некоторых участках всегда существуют довольно крутые склоны обнаженных трещиноватых горных пород. Здесь возникают условия, благоприятные для обрушения подготовленного выветриванием обломочного материала различных размеров. В перигляциальной обстановке обрушения чаще всего возникали в периоды усиленного таяния ледников, особенно каровых, и снежников при насыщении коллювия тальми водами. В этих районах обвальные массы являются преимущественно обвально-солифлюкционными и обвально-осыпными; последние часто образуются в процессе морозного выветривания склона. В экстрагляциальной зоне небольшие обвалы возникают повсеместно в процессе осыпания склона (рис. 23). Эти явления кратковременные, эпизодические и не изменяют общего хода формирования гравитационных отложений. Обвалы могут возникать самостоятельно в процессе обрушения склонов, отделяясь по трещинам отрыва. Только при значительных масштабах обвалы дают самостоятельные скопления. На фоне осыпных склонов они выделяются более гру-

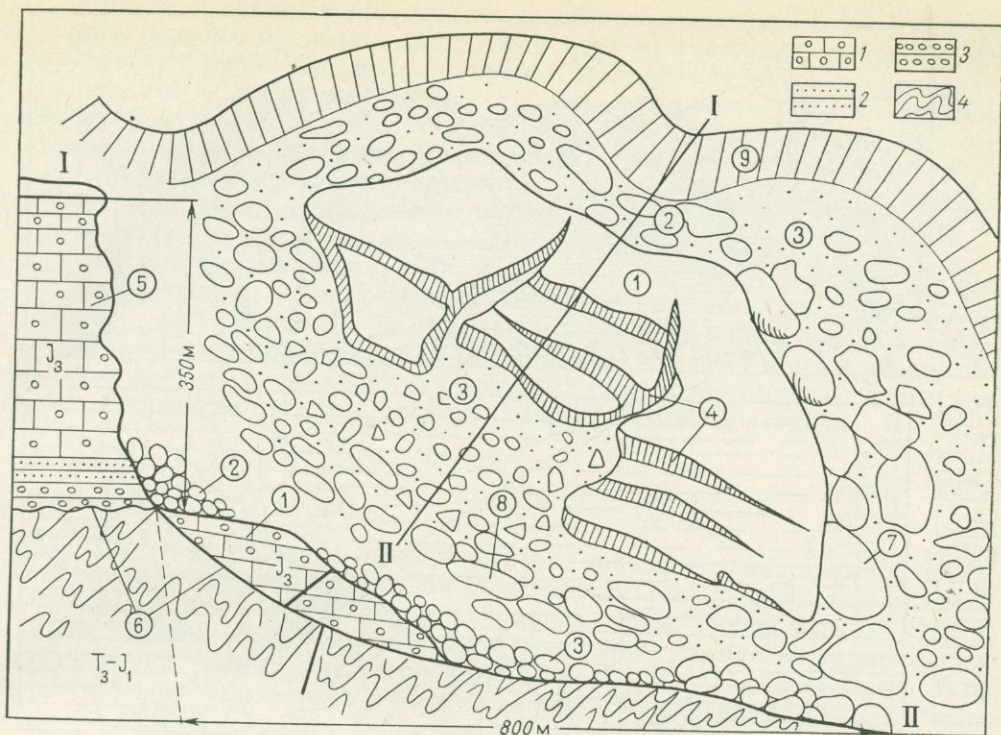


Рис. 23. Обвалынные массы в основании горных склонов южной гряды Крымских гор  
 1 — конгломераты; 2 — песчаники глинистые; 3 — слабо сцементированные конгломераты; 4 — песчано-глинистый флиш. I—II — линия разреза. Цифры 1—9 пояснены в тексте

бым материалом, почти лишенным сортировки. С течением времени обвалынные массы (1) перекрываются осыпями (2) и образуют включения неправильной линзовидной формы в нижней части коллювиального потока.

При обрушении целых массивов вместе с накоплением щебенисто-глыбовых масс (3, 7, 8) часто возникают обвалы и глыбовые оползни. Это наблюдается при наличии благоприятных поверхностей отрыва массивов трещиноватых пород (5) по увлажненным глинистым пластичным толщам (6). Крупные отвальные массивы у подножия склона влияют на последующее распределение материала осыпей по крупности обломков. Для крупных обрушений характерно обособление циркообразной ниши отрыва в верхней части скалистого склона (9).

К широко распространенным формам обвалынного типа больших масштабов относятся природные плотины в долинах горных рек (рис. 24, А). Грандиозные обвалы с мгновенным смещением (обваливанием) сот и тысяч миллионов кубометров кластического материала приводят к формированию завальных плотин, особенно в районах перемычек, ограниченных развивающимися разрывами. Выше по течению рек образуются озера подпруживания (1, 2, 3). Вследствие незначительной ширины долин обвалынные массы заполняют не только их нижнюю часть, но и выдвигаются на противоположный склон (см. рис. 24, Б). Морфология этих плотин иногда позволяет установить многократность обвалов и разновозрастность обвалынно-осыпных толщ. Древние массы представляют собой «основание» завальной плотины, молодые — ее верхнюю часть. Если

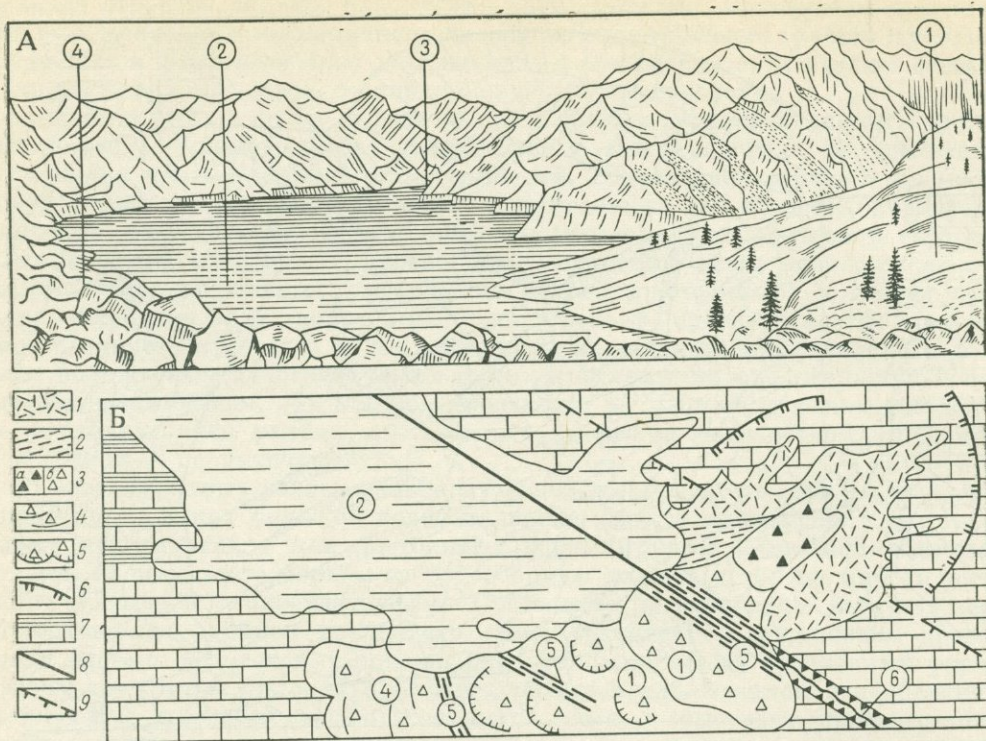


Рис. 24. Общий вид завальной плотины и озера подпруживания в долине Карасу (А) и схематический план района обвала (Б)

1 — осыпи; 2 — оползень потокового типа; 3—5 — разновозрастные генерации обвала (3 — молодые: а — поздней, б — ранней стадий); 4—5 — древние (4 — обвално-осыпные, 5 — преимущественно обвалы); 6 — оползневой цирк (молодого обвала); 7 — дочетвертичные породы, 8 — зона ореганского разлома; 9 — второстепенные зоны разрывов. Цифры 1—6 пояснены в тексте

последний обвал по сравнению с древними характеризуется меньшими размерами, то отчетливо видны его очертания, непосредственная связь с нишей отрыва в коренном склоне (4) и ореол обвално-осыпного материала. При достижении значительной высоты воды и напора в подпруженном озере может произойти прорыв плотины и интенсивный размыв обвалных масс. Иногда это явление бывает катастрофическим и вызывает затопление нижерасположенных участков долины и возникновение грязекаменных селей.

При спокойном режиме подпруженной реки воды фильтруются в обход и под завальную плотину (5). В процессе фильтрации через обвальную плотину может происходить размыв на участках основного стока и частично кольматаж в присклоновых районах. Ниже плотины река обычно пропиливает глубокую ущелистую долину (6). Регрессивное развитие нижнего вреза и фильтрация вод — это главные факторы разрушения рыхлого тела плотины. Поэтому крупные обвалы, резко нарушающие режим горных рек, как правило, существуют временно. С течением времени озера подпруживания отмирают и эти участки перерабатываются эрозионными процессами, действующими активно и постоянно в условиях развивающегося горного сооружения.

Обвалы и обвально-оползневые массы не имеют широкого регионального распространения и представляют собой одну из составных частей щебенисто-глибового материала осыпных покровов, потоков и конусов накопления. Там же, где эти образования создают крупные самостоятельные скопления, они обычно приурочены к особым структурным условиям. К ним в первую очередь относятся зоны повышенной сейсмичности с активно развивающимися разрывами и крутой поверхностью смещения, а также зоны повышенного дробления и трещиноватости с непрерывным омоложением разрывов со смещением и раскрытием трещин (в связи с развитием структурных форм).

Систематическое повторение этого процесса стимулируется денудацией крутых высоких склонов, особенно в сквозных ущельях. Здесь обычно условия активного воздымания блока (или системы блоков) сочетаются со значительно развивающейся трещиноватостью пород. Таким образом, в орогенных условиях наличие древних и современных обвальных масс может быть косвенным показателем активности развития структурных форм данного региона.

### ОПОЛЗНИ

Если осыпание продуктов выветривания на горных склонах представляет собой повсеместное явление, то оползни (подобно обвалам) распространены локально и встречаются во всех геоморфологических зонах горной страны. Орографическая и климатическая обстановка в сочетании с литологическими условиями накладывают на них лишь характерные черты и определяют преобладающее развитие некоторых типов оползней. Один из важнейших факторов оползнеобразования в условиях горных стран — непрерывная переработка склонов в связи с развитием глубинной эрозии в процессе воздымания хребтов и гряд. К общим благоприятным условиям относятся наличие песчано-глинистых, глинистых, особенно гипсоносных и соленосных толщ, и водообильных водоносных горизонтов, а также наклон пластов, согласный с наклоном долины. В зависимости от сочетания этих условий оползневые явления могут значительно различаться по своим динамическим типам, масштабам смещающихся масс, глубине захвата оползания коренного склона и общей морфологии оползневых массивов (рис. 25).

В предгорье, на склонах низких возвышенностей, сложенных полностью лёссовидными суглинками или покрытых ими в виде покровов, часто встречаются разнообразные осовы (X), оползни-потоки и оползни, близкие к потоковым, с малой глубиной захвата (VII, VIII, IX). Среди них выделяются смещения всего четвертичного покрова по кровле дочетвертичных пород (VIII) и верхней рыхлой разрушенной части покрова по нижней более уплотненной (IX). Возникновению оползней с небольшой глубиной захвата способствует широкое распространение суффозионно-карстовых процессов, поэтому часто оползневые цирки приурочены к суффозионно-просадочным понижениям на склонах возвышенностей. При вязком смещении рыхлых (лёссовидных) суглинков и их увлажнении образуется оползень-поток, по своей форме приближающийся к застывшему селевому грязевому потоку (VII). В областях с повышенной аридностью активизация и формирование оплывин и оползней-потоков связано с периодическим значительным обводнением верхних частей суглинистого коллювия в весенний и осенний периоды. Иногда оползни-потоки сочетаются или переходят в грязевые и селевые потоки. Оползень-поток большой протяженности спускается со склонов на дно мелких сухих оврагов и стекает по ним,

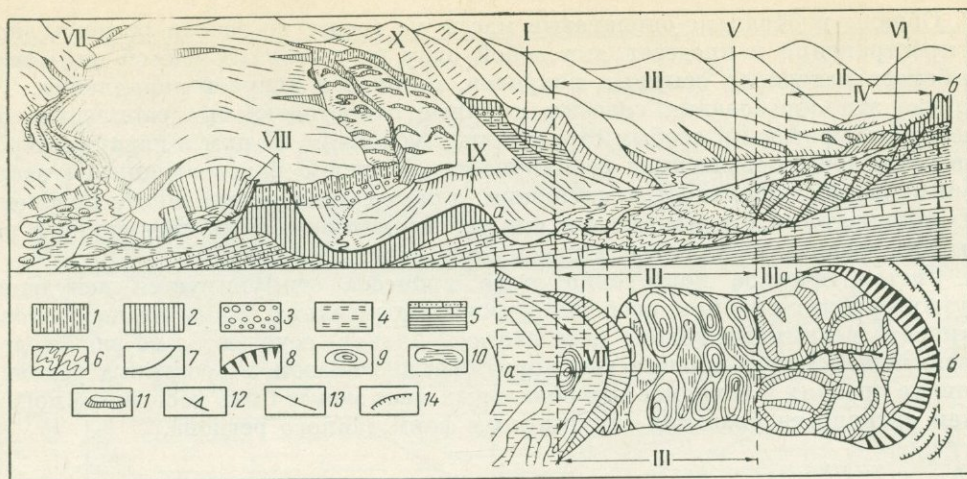


Рис. 25. Осовы, оплывины и оползни (план и профиль оползня составлены по полевым зарисовкам с использованием схем Н. И. Николаева и Е. В. Шанцера)

Лессовидные суглинки: 1 — рыхлые; 2 — уплотненные; 3 — песчано-галечниковая водоносная толща; 4, 5 и 6 — оползневые массы различных типов; 7 — поверхности оползания; 8 — стенка отрыва; 9 — бугры пучения; 10 — заболоченность; 11 — блоки оползших пород. Различные трещины в теле оползня: 12 — растяжения; 13 — трения; 14 — трещины бортового отпора в несмещенных породах; а-б — линия разреза. Цифры I—X пояснены в тексте

а иногда подруживает устье селеносного притока, формируя полигенные селе-оползневые потоки.

В горном сооружении преобладают оползни со значительной глубиной захвата. Они могут сопровождаться осовами и оплывинами, иногда самостоятельного значения. Так, в условиях первой геоморфологической зоны на пологих и сравнительно невысоких склонах в делювиально-солифлюкционных покровах плотного сложения развиваются осовы и оползни с небольшой глубиной захвата.

В пригляциальной обстановке широко распространены процессы оплывания и течения, в результате которых образуются солифлюкционно-оползневые потоки. В этих формах оползание всегда сочетается с солифлюкционным течением суглинистых масс.

Во внеледниковых условиях влияние солифлюкции резко сокращается, и в благоприятных структурно-литологических условиях оползневой процесс и соответствующие формы накопления характеризуются рядом общих черт. Ниже рассматриваются лишь некоторые особенности развития оползней в орогенных условиях. К ним относится зависимость оползней от формирования горных склонов и некоторые наиболее характерные черты строения смещенных массивов.

В платформенных областях возникновение оползневой склона и его последующая стабилизация представляет собой довольно длительный процесс, измеряемый сотнями тысяч лет (Золотарев, 1948 г.). Исследуя оползни Поволжья, Г. С. Золотарев выделил несколько стадий оползания.

В процессе выработки профиля склона, стремящегося к равновесию и общему значительному выполаживанию оползневой участка, Е. В. Шанцер, дополняя данные Г. С. Золотарева, установил определенную последовательность в процессе оползания (см. рис. 25). Начало смещения соответствует

образованию сложного оползня с деляпсивной, или блоковой (II), и детрузивной сильно перемятой толщей, утратившей связь с первоначальной структурой (III). При повторном развитии смещения формируются малые блоковые оползни (IV) и оползни-потоки (V), заполняющие понижения на поверхности оползневого массива. При частичном возрождении оползневой поверхности и образовании поверхностных смещений-срывов (VI), в еще большей степени выравнивается поверхность оползня.

При оползневом процессе часто первоначально возникают соскальзывающие, или деляпсивные, оползни (I), которые А. П. Павлов противопоставлял толкающим, или детрузивным, оползням. Как справедливо указывает Е. В. Шанцер [89], эти типы оползней обычно совмещаются при углублении области захвата несмещенных пород (III—IIIa) и увеличении давления в верхней части оползня (II) на нижние оползневые толщи (III).

При полном развитии оползневой поверхности в благоприятных литологических и орографических условиях возникает сложный оползень, в котором выделяется его верхняя, глыбовая, часть (II), и нижняя с пластическим оползанием (III). В горных условиях оползни формируются именно так, как описал этот процесс Е. В. Шанцер. Отличаются лишь некоторые стадии развития и степени их завершенности. В условиях общего воздымания горного сооружения и роста всех возвышенностей деляпсивная часть оползней развивается на довольно крутых и высоких склонах. Их нижняя, детрузивная, часть иногда недостаточно устойчива и уничтожается процессами переработки — подновлением склона в процессе глубинной эрозии и изменения положения местных базисов денудации оползневых масс (VII). Здесь стабилизация оползневых масс нетипична и ограничено развита только в условиях консервации первичного оползневой массива (см. рис. 25, II и III). Непрерывная переработка нижней части склонов с последовательным увеличением ее крутизны (VII) перманентно выводит из равновесия первичный оползневой массив, вызывая новое оползание и обрушение не только детрузивной, но и деляпсивной его части. Это в свою очередь способствует дальнейшему разрушению склона — расширению трещин бортового отпора и обрушению новых блоков.

В общем случае горные оползни более динамичны по сравнению с оползнями, развивающимися в платформенных условиях. На крутых горных склонах второй геоморфологической зоны и высокого предгорья оползневые массивы лишь временно находятся в стадии стабилизации, которая сменяется новой активизацией оползневой поверхности. В периоды весеннего снеготаяния или осенних затяжных дождей, т. е. при переувлажнении пород, слагающих оползень на неуравновешенном склоне, достаточно незначительного нарушения равновесия, чтобы вызвать подвижки всего массива и новое оползание. Поэтому в горных сооружениях и высоких предгорьях, а также на склонах внутридепрессийных хребтов оползни перманентно находятся в стадии преобразования в связи с непрерывным омоложением, подновлением склонов в процессе роста гор. При изменении крутизны склона массы детрузивной части оползня размываются и уносятся водами главной реки или ее притоков. Сверху эта оползневая масса пополняется вновь поступающим материалом — дробящимися в процессе оползания блоками деляпсивной части оползня. Последняя также пополняется блоками, вновь отрывающимися от коренного склона. Таким образом, оползание на неуравновешенном склоне представляет собой незавершенный процесс, где стадии покоя и движения неравномерно чередуются.

Лишь в исключительных условиях встречается благоприятная обстановка для продолжительной стабилизации оползня в горных условиях, например

**Геоморфологические и климатические условия формирования  
коллювия горных стран**

Геоморфологические зоны и преобладающий тип развития горных склонов		Ороклиматические зоны и преобладающие процессы на горных склонах	
Горные сооружения	внутренняя зона умеренно расчлененного высокоподнятого рельефа (1)	подзоны реликтового рельефа	<p align="center"><i>Гляциальная</i></p> <p>Течение активных ледников долинных и долинно-карвовых, сопровождающееся экзарацией склонов</p> <p>Солифлюкционное течение с элементами экзарации каменных глетчеров.</p> <p>Осыпание коллювия морозного выветривания в сочетании с солифлюкционным течением и оползанием</p>
	полной изоляции (1)	неполной изоляции и частичного омоложения (2)	
	внешняя зона глубоко расчлененного рельефа (II)	подзоны молодого горного рельефа	частичной консервации (3)
глубоких ущелистых долин и высоких крутых склонов (4)	подзоны молодого горного рельефа	глубоких ущелистых долин и высоких крутых склонов (4)	
			<p align="center"><i>Экстрагляциальная (горная)</i></p> <p>Гравитационные движения: осыпание, периодическое и перманентное движение типа осовов; сползание осыпей, активизирующихся в периоды сезонных осадков и таяния снежного покрова: скачкообразные смещения и перекатывание на фоне обваливания и осыпания</p> <p>Оползание с образованием оползней-обвалов, оползней скольжения и оползней-потоков. Течение селей (каменных, грязекаменных и грязевых)</p>
			<p>Гляциальная моделировка водоразделов и склонов преимущественно I и II геоморфологических зон с выработкой альпийских и альпипотипных форм рельефа</p>
			<p>Гравитационно-делювиальная и флювиальная моделировка склонов преимущественно II, III и IV геоморфологических зон</p>
			<p>Пологие склоны, сопряженные с широкими плоскодонными долинами и котловинами. Погребение коллювия подножий в связи с отсутствием выноса обломочного материала</p>
			<p>То же, но с быстро и регрессивно развивающимися омоложенными участками более крутых склонов. Возрастающая неустойчивость покровов коллювия и его перемещение к местным базисам денудации с ограниченным выносом обломочного материала</p>
			<p>Фрагментарная консервация древнего рельефа в верхней части склонов. Значительное перемещение коллювия к местным базисам денудации с первичной гравитационной дифференциацией</p>
			<p>Уничтожение древнего рельефа и его замещение молодым крутосклонным. Региональное развитие глубинной эрозии и преобладание линейного расчленения склонов удлиненными желобами коллювиального стока и тальвегами ручьев. Повсеместная неустойчивость местных базисов денудации в условиях быстрого углубления рек</p> <p>Транспортировка коллювия за пределы горного сооружения, его полная гравитационная дифференциация и переработка крупнообломочной части в русловой аллювий</p>

Геоморфологические зоны и преобладающий тип развития горных склонов		Ороклиматические зоны и преобладающие процессы на горных склонах		
Межгорные и предгорные впадины	предгорная зона, умеренно расчлененная	Выполаживание и сокращение высоты склонов в направлении от гор к подгорным равнинам. Замещение гравитационных процессов делювиальными; многократное расчленение делювиальных покровов и перетолжение преимущественно флювиальными процессами	Гравитационно-делювиальная и флювиальная моделировка склонов преимущественно I, III и IV геоморфологических зон	<p style="text-align: center;"><i>Экстрагляциальная</i> (подгорно-равнинная)</p> Мелкорытвинный размыв и перетолжение на склонах внутридепресссионных поднятий в сочетании с делювиальными процессами сноса и накопления коллювия, а также древних флювиальных отложений (галечников, супесей, суглинков часто лессовидных). Течение суглинистого и суглинисто-галечникового материала селей
	подгорно-равнинная зона слабо расчлененная и нерасчлененная (IV)	Общее полное выполаживание и снижение склонов в направлении от предгорий к низким равнинам; замещение делювиальных процессов флювиальными, преимущественно пролювиальными. Развитие на склонах растущих внутридепресссионных поднятий с флювиальными и делювиально-флювиальными покровами форм мелко рытвинного расчленения и конусов накопления, а также конусов выноса в основании склонов возвышенностей		

на склонах покинутых высокоподнятых долин, еще не затронутых глубинной регрессивно развивающейся эрозией. Здесь встречаются склоны, уравновешенные по отношению к местным базисам денудации, и оползни с заверренным циклом развития. Для них характерны многократные подвижки только в деляпсивной, верхней, части массива. Но и в этом случае развитие этих оползней принципиально отличается от развития их аналогов в платформенных условиях. Даже в мертвых покинутых долинах состояние горных склонов неустойчиво в связи с ростом гор и увеличением их высоты и крутизны, а также подновлением и возникновением новых трещин растяжения. Последние часто превращаются в структурно обусловленные трещины бортового отпора.

Можно указать ряд других факторов, способствующих нарушению равновесия оползневых склонов. Так, например, в горах Средней Азии к ним относятся литолого-структурные условия и широкое развитие соленосных и гипсоносных песчано-глинистых толщ мезозоя и палеогена. Периодическое и значительное обводнение этих пород в сочетании с неуравновешенным состоянием склонов создает благоприятные условия для подвижности оползневых масс, перманентности и незавершенности оползневых процессов.

Вследствие особых условий развития оползневых массивов в орогенных областях методика исследования, разработанная для платформенных условий (Ф. П. Саваренский, И. В. Попов, В. А. Приклонский, Н. Н. Маслов, Г. С. Золотарев и др.), не может полностью удовлетворять. В горных странах необходима качественная и количественная оценка неотектонических условий каждого

региона, а также определение степени незавершенности оползневых процессов и потенциальной возможности движения масс.

Коллювиальные отложения склонов горных стран средних и низких широт — это генетическая группа, существенно различная в разных геоморфологических и ороклиматических зонах (табл. 4).

Значительные скопления коллювия типа оползней и обвалов обычно являются литологически и структурно обусловленными. Для орогенной обстановки характерно активное развитие этих генетических подтипов в условиях неуравновешенности склонов, связанных с общим увеличением крутизны, а также местными подвижками по зонам разрывов.

#### 4. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНОГО КОЛЛЮВИЯ (ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ)

В горных областях развитие склоновых отложений носит ярко выраженный зональный характер. Оно отражает особенности новейшей тектонической и климатической структуры горной страны. Внешним выражением этих черт является ороклиматическая и геоморфологическая зональности, которые определили закономерности строения коллювия горных склонов.

*Геоморфологическая зональность.* С главными формами зонального рельефа связано развитие морфологических типов коллювиальных отложений, их механический состав, интенсивность процессов аккумуляции, денудации и консервации склоновых отложений. Так, на пологих склонах реликтового рельефа внутренней (I) зоны преобладающая форма накопления коллювия — покровы и потоки. Коллювиальные конусы накопления имеют ограниченное развитие; оно возрастает только в пограничных районах первой и второй зон в связи с увеличивающейся крутизной склонов и явлением переработки их нижней части регрессивно развивающейся глубинной эрозией. В основании крутых склонов внешней (II) зоны развиты почти исключительно коллювиальные конусы накопления, а среди последних — формы с гипертрофированным желобом стока.

В пограничных районах внешней (II) зоны с предгорьем вновь появляются коллювиальные конусы накопления с редуцированным желобом стока и коллювиальные потоки, количество которых преобладает только в предгорной зоне (III) и на склонах внутридепрессионных хребтов-возвышенностей.

В связи с перманентным изменением границ геоморфологических зон (в процессе расширения и воздымания поднятий) устанавливаются и непостоянные границы распространения морфологических типов коллювия. Эти важные условия определяют незавершенность процессов в отличие от завершенных процессов, преобладающих в платформенных условиях. Коллювий на горных склонах характеризуется динамичностью всех форм, особенно обвально-осыпных и оползневых, которые в подавляющем большинстве случаев лишь кратковременно стабилизируются.

Изменение границ геоморфологических зон обусловлено главным образом расширением территории с глубокорасчлененным рельефом за счет умеренно и слабо расчлененного рельефа. Переработка пологих склонов осуществляется интенсивным линейным расчленением при значительном отставании процессов плоскостной денудации. Этот процесс не представляет последовательного общего отступления склонов. Разрушение происходит в результате углубления полигенных гравитационно-экзарационных желобов, перерастающих в эмбриональ-

ные эрозионные водотоки, а затем в ущелистые долинки притоков высокого порядка. По-видимому, данный тип развития длится в течение всего времени воздымания горного сооружения и протекает при отставании общеплоскостного разрушения поверхности крутого склона. Это обстоятельство очень важно подчеркнуть по двум причинам. Во-первых, подобный тип развития горных склонов определяет парагенез обломочного материала — обвальнo-осыпного, солифлюкционно-осыпного и др. Во-вторых, он свидетельствует о различном развитии склонов в условиях платформенного и орогенного режимов, особенно при высокой интенсивности роста гор. Поэтому большую опасность представляет механическое перенесение в области молодого интенсивного горообразования схемы образования педиментов, разработанное Л. Кингом на примере древнейших платформ.

*Ороклиматическая зональность.* Распространение парагенезов обломочных материалов в основании горных склонов в значительной степени обусловлено климатической структурой горной страны. В процессе воздымания гор границы ороклиматических зон непрерывно смещаются. Эти смещения отражали сложные сочетания влияний скорости вертикальных тектонических движений и общепланетарных изменений климата.

Рост и сокращение оледенения в условиях низких широт и приводят к изменению строения коллювия по разрезу снизу вверх (для одного и того же участка склона) от криогенных парагенетических сочетаний, например моренно-гравитационных толщ, к солифлюкционно-гравитационным и обвальнo-осыпным.

Большое значение в формировании коллювия высокогорных стран имеет переотложение пород древнего гляциального комплекса и осыпей физического выветривания склонов. Этот процесс разрушения (морен и др.) осуществляется развивающимися вверх по склонам желобами линейного стока коллювия, а также эмбриональными эрозионными ложбинами.

Выделяются парагенетические комплексы и ряды коллювиальных отложений, возникающие при сочетающемся влиянии климатических и орографических условий (например, климат гляциальной зоны и рельеф альпийского или сыртового типов). В общем случае устанавливается закономерное распространение преобладающих парагенезов в соответствии с ороклиматической зональностью. В гляциальной зоне развиты моренно-гравитационные потоки, в перигляциальной зоне преобладают гравитационно-солифлюкционные отложения, в экстрагляциальной зоне — обвальнo-осыпные, а в предгорье — делювиально-фанлювиальные отложения.

Наряду с зонально распространенным коллювием, на склонах формируются азональные образования, которые могут встречаться в разных зонах и иметь локальное распространение. Так, обвальные накопления преобладают во второй горной зоне, но они могут возникать в первой и третьей зонах при благоприятных местных условиях. Еще в большей степени это относится к оползням, которые развиваются на склонах хребтов и различных возвышенностей в зависимости от геологического строения и обводненности водоносных пород.

На фоне широкого развития склоновых процессов выделяются участки активизации обваливания, осыпания и оползания. Эти участки часто маркируют дифференцированные движения блоков в зонах разрывов и проявления новейших складчатых движений значительной интенсивности. В качестве примера можно привести зоны краевых разломов (Юпетдагский надвиг в районе хр. Парандага, Илякская и Алайская впадины — грабены, ограничивающие Юго-Западный Тянь-Шань и др.), а также зоны секущих разломов и дробления, разработанные на некоторых участках долинами.

Области значительного развития осей рыхлого сложения, обвалов оползней и селей часто встречаются в районах с повышенной сейсмичностью. Среди коллювиальных образований, различно связанных с сейсмоактивными зонами разрывов, различаются: а) непосредственно приуроченные и маркирующие сейсмоактивные структурные формы; б) косвенно с ними связанные; в) возникающие под воздействием общего сотрясения и благоприятных условий склоновой денудации (резонансные). Все эти формы представляют большой интерес при микросейсмрайонировании и определении характера возможных разрушений исследуемого района. К сожалению, эта проблема еще слабо разработана несмотря на ее актуальность и обилие специальной литературы.

К еще нерешенным и важным проблемам изучения склоновых отложений горных стран относится стратификация в связи с большой сложностью возрастного разделения. Коллювий накапливается почти непрерывно, но при наличии сравнительно пологих склонов определение возрастных подразделений толщ облегчается наличием погребенных почвенных горизонтов. Последние распространены локально и дают возможность проследить последовательность накоплений осыпного массива лишь на данном участке. Для датировки склоновых отложений можно привлечь косвенные данные. Например, аллювиальная толща всегда отвечает определенному циклу развития речной долины и приурочена (в каждом данном сечении) к местным базисам эрозии. Это дает возможность установить относительный возраст аллювия и провести корреляцию немых толщ в продольном сечении долин. К сожалению, непосредственно данный метод нельзя применять к определению возраста склоновых отложений. Задача осложняется тем, что на одной и той же поверхности, как правило, накапливается разновозрастный коллювий и, наоборот, на различных поверхностях — однообразный. Поэтому использование в качестве возрастных реперов поверхностей разновысотных региональных врезов — местных базисов денудации на горных склонах — может привести к грубым ошибкам.

*Движение и механическая сортировка коллювия.* Одним из характерных свойств горного коллювия является его подвижность, которая зависит от наклона склона и их изменений. От формы и крутизны склонов в значительной степени зависят скорость и неравномерность движений коллювия. Сопровождающие факторы — обводненность, фазовые переходы воды и изменения состояния от сыпучего к вязкому или текучему — определяют тип массового перемещения обломочного материала. Поэтому характеристика коллювиальных отложений горных стран должна дополняться типом динамики перемещения: обвальным, осыпным, скольжением, медленным течением (связным и прерывистым) и т. п.

Вследствие широкого распространения крутых горных склонов, осыпание остается главным образом среди процессов склоновой денудации. Орогенная обстановка формирования осыпных отложений отличается от платформенной широким развитием сочетаний осыпания с обвалами.

В результате общей неуравновешенности горных склонов большинство процессов обвалования, осыпания, оползания и солифлюкционного течения остаются незавершенными. Поэтому орогенные коллювиальные отложения находятся в состоянии подвижного равновесия с непрерывной убылью коллювия в основании склонов и его пополнением в вышерасположенных участках. Неуравновешенность, динамическое равновесие и временный покой нельзя рассматривать как равномерно протекающие процессы. Наоборот, для них типично неправильное чередование проявлений новейшей активизации и затуханий движения коллювия на склоне.

Е. В. Шанцер, рассматривая схему полного развития осыпного склона выделяет стадию выполаживания осыпного массива в процессе выработки профиля, приближающегося к равновесному. Однако в орогенных условиях базис денудации углубляется настолько быстро, что, как правило, выработка равновесного осыпного профиля склона прерывается уже на первой стадии или в начале второй. Поэтому в большинстве осыпей на крутых склонах хорошо видна гравитационная сортировка материала.

Осыпание и формирование осыпей является очень распространенным, но лишь одним из видов движения собственно гравитационных отложений. В условиях сурового климата с широким развитием процессов морозного выветривания горных склонов и нивации осыпи морозного выветривания по мере их колюматации пылеватым мелкоземом начинают перемещаться по склонам в результате солифлюкционного течения. В условиях переувлажнения плотная часть толщи колювия перемещается в виде пластично-вязкого потока.

При общем перемещении в верхней части колювия происходит самостоятельное скатывание. В связи с этим возникает конфигурация колювиальных масс, характерная для флювиальных отложений, — каменные потоки, каменные речки и ручьи — их приуроченность к неясно выраженным понижениям, ложбинам и малым долинам притоков высоких порядков. Такие каменные речки и ручьи медленно ползут, меандрируя и огибая крупные препятствия. В соответствии с обводненностью, Е. В. Шанцер выделяет три состояния текущей массы: разжиженную, вязко-текучую и вязко-пластичную. Сочетания их создают на горных склонах сложный характер колювия.

Большое значение имеет крутизна склона и состав колювия на крутых склонах. Границы между областями денудации и аккумуляции всегда выражены отчетливо. Они заметны также и на пологих склонах, но граница между ними неясная. Граница выражена резко только у линейных форм колювиального стока с желобами и различными конусами накопления.

Непрерывное нарушение устойчивости основания осыпей на склонах ущелистых горных долин приводит к периодическим подвижкам ее нижних, наиболее нарушенных, участков. Для развития осыпного склона в глубокорасчлененном рельефе второй зоны требуются особые условия: непрерывное понижение базиса осыпания. В горной стране формирование осыпей представляет собой длительный процесс, соизмеримый с временем формирования склонов. В условиях непрерывно углубляющихся долин стабилизация колювиальных процессов является временной; только в редких случаях она соответствует времени, которое необходимо для выработки профиля осыпного склона, близкого к равновесному.

Заканчивая общую характеристику горного колювия, следует подчеркнуть, что изучение движения пород на склонах имеет большое значение при освоении горной страны, так как подавляющее большинство трасс, дорог, каналов и других сооружений приурочены здесь к основанию или к нижней части горных склонов, к склонам ущелий примыкает тело плотин, а уступы горных склонов используются для строительства.

ГЛАВА IV  
АЛЛЮВИЙ  
ГОРНЫХ РЕК

---

...«Аллювий и сложенные им речные террасы являются основным средством стратиграфического сопоставления разрезов континентальных четвертичных образований далеко отстоящих друг от друга местностей и заключающих в себе отложения, резко различные по генезису и условиям залегания... Аллювиальные террасы долин являются главным средством исследования четвертичных движений земной коры и используются в качестве индикатора климата прошлого» (Е. В. Шанцер, 1948).

### 1. АЛЛЮВИЙ ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ

Аллювий имеет особое значение для анализа сложной орографической, климатической и тектонической обстановки горных сооружений. Закономерности формирования горного аллювия еще недостаточно разработаны. Эта проблема должна быть предметом специального исследования. В рамках одной главы можно лишь в общих чертах охарактеризовать специфичные условия его образования, несколько отличные от условий накопления аллювия платформенных областей.

Строение аллювия платформенных областей описано в работах П. П. Авдусина, В. П. Батурина, Ю. А. Билибина [1, 2], Г. С. Ганешина [12, 13], Г. И. Гарецкого [14], Б. Г. Еськова (1970 г.), Б. С. Лукашева [45], Б. И. Осовецкого (1968 г.), Л. Б. Рухина [72] и ряда других исследователей. Морфология долины и основная приуроченность различных типов отложений к элементам рельефа русла и поймы весьма подробно освещена в статье Н. И. Николаева [55]. Анализ фаций аллювия и их подробная характеристика имеются в монографии Е. В. Шанцера [86], ставшей классическим исследованием в данной области. Весьма обстоятельное изучение равнинного аллювия платформенных областей в умеренном гумидном климате проведено А. А. Лазаренко (1965 г.), а преимущественно в субарктических, перигляциальных и умеренно теплых семиаридных условиях — Ю. А. Лаврушиным [41].

Строение аллювия горных стран приведено в статьях Ю. А. Скворцова [78, 79, 80] и В. П. Васильковского [7]. На протяжении ряда лет появлялись работы В. И. Попова, в которых рассматриваются теоретические вопросы формирования и зональности флювиальных отложений межгорных и предгорных впадин. Различные вопросы этой темы освещались в работах В. А. Васильева [9], В. В. Галицкого (1963 г.), И. П. Герасимова [15, 16], К. И. Геренчука (1939 г.), И. Г. Глухова (1956, 1961 гг.), В. О. Елисеева [18], Н. П. Костенко [23, 27, 28, 31, 32, 33, 34, 35], О. К. Ланге [44], Б. Л. Личкова (1945, 1957 гг.), В. В. Попова [66], В. И. Попова [66, 67], И. И. Трофимова (1946, 1950 гг.), А. А. Юрьева (1959, 1963 гг.), А. А. Чистякова [84], А. Ф. Якушевой (1951, 1952, 1963 гг.) и др.

Основные фации аллювия платформенных областей, установленные Е. В. Шандером и Н. И. Николаевым в значительной степени справедливы и для аллювия горных рек. Для выяснения процесса осадкообразования в ортогенных условиях большое значение имеют наблюдения В. В. Ламакина (1944, 1948, 1950 гг.) в бассейне Печоры, где он выделил динамические фазы речных долин и аллювия и их классифицировал. Положения В. В. Ламакина развиты в монографии И. П. Карташева (1970 г.).

Закономерности образования аллювия, установленные преимущественно для равнинных рек, были использованы автором при изучении аллювия в условиях горных стран.

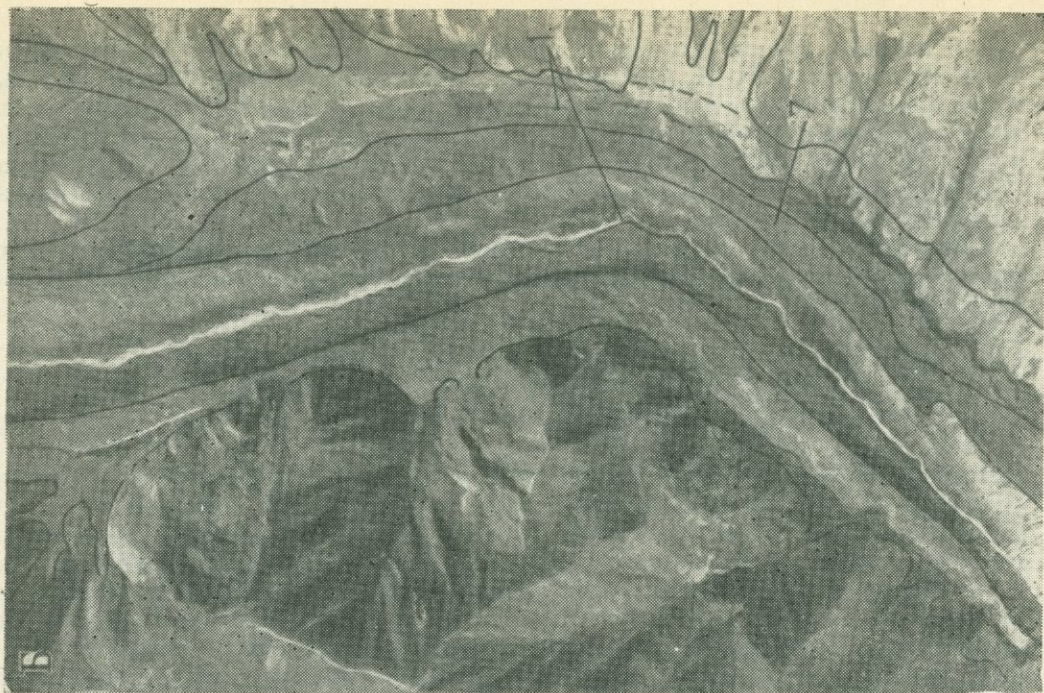
#### ВЛИЯНИЕ ОРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА СТРОЕНИЕ АЛЛЮВИЯ

Горный аллювий, как генетический тип, образуется в весьма разнообразных условиях: от снежных гор (в истоках) до жарких равнин предгорных и межгорных впадин. Поэтому одним из главных отличий условий формирования горного аллювия от равнинного является ярко выраженная ороклиматическая и геоморфологическая зональности. Эти факторы сами по себе имеют очень большое значение, которое возрастает в связи с тем, что основная энергия реки используется на транспортировку обломочного материала, поступающего с горных склонов, а не на его образование в процессе эрозии, как это часто имеет место в обширных долинах платформенных областей. Поэтому обломочный материал, переносимый рекой, имеет самое различное происхождение и, как правило, составляет преобладающую часть транзитного материала.

Гидрологический режим крупных горных рек (крутые уклоны и значительные скорости течения) в сочетании с большим количеством воды практически исключают возможность образования в больших количествах мелких пылеватых частиц в процессе эрозии коренного ложа. Огромная масса этого материала поступает со склонов вместе со щебнем и глыбами. Пылеватые частицы представляют собой лишь продукты физического выветривания в условиях колебаний температуры многократных переходов через нулевые значения. Не эрозия, а разрушающая сила замерзающей и оттаивающей воды (в трещинах и других пустотах горных пород) является основным источником пылеватой фракции горного коллювия. В реках осуществляется лишь главная гравитационная дифференциация и отделение мелких частиц от более крупных.

Гидрологический режим малых горных речек и ручьев (больше уклоны ложа при малом количестве воды) не обеспечивает живой силы потока, для образования крупнообломочного материала в процессе эрозии коренного ложа. Непрерывное поступление со склонов обвально-осыпных масс поглощает всю энергию речек и ручьев на его перенос к местным базисам-долинам крупных транзитных горных рек. Именно этот постоянный недостаток энергии для эрозионной работы притоков высоких порядков определяет значительное отставание регрессивной эрозии, неразработанность продольного профиля и наличие почти неизменного коллювия, составляющего основную массу транзитного материала.

Все эти особенности формирования горного аллювия вызывают необходимость выделения генетических подтипов по основному источнику обломочного материала, преобразующегося в аллювий. Поскольку генезис этого материала определяется сочетанием ороклиматической и геоморфологической зональности,



выделяется ряд генетических подтипов, характерных для перигляциальных и экстрагляциальных обстановок, а также для различных орграфических условий внутренней и внешней геоморфологических зон (см. табл. 3).

**Моренно-аллювиальный и солифлюкционно-аллювиальный генетический подтип горного аллювия.** В областях древнего оледенения и перигляциальной зоне (для современного оледенения) располагаются истоки главных транзитных рек горной страны (рис. 26, А, Б). Многочисленные ручейки дробящегося русла или сосредоточенный поток (А, 1) располагаются на дне древнего трога (А, 8), выполненного разновозрастной мореной (А, Б, 7). Со склонов на дно молодой долины спускаются и в присклоновых участках накапливаются морены современных ледников-притоков (А, 2), разнообразные осыпи морозного выветривания (А, 6) и моренно-солифлюкционные потоки (А, 3). Иногда количество их настолько велико, что они загромождают и главную часть долины.

Большое значение имеют и разнообразные склоновые отложения — преимущественно конгловиальные конусы накопления в присклоновых участках долины — осыпей морозного выветривания (А, 5) и солифлюкционно-гравитационных образований (А, 6). Конечные морены притоков древнего оледенения замещаются солифлюкционно-гравитационными конусами накопления. В областях питания древовидных осыпей их ложбины (А, 4) врезаются в концы висячих морен, и по экзарационным желобам в молодую эрозионную долину начинает поступать моренный обломочный материал.

В крупных троговых долинах мощность моренных отложений бывает большой и реки в верхнем течении и истоке разрабатывают свое русло в гляциальных отложениях, не вскрывая доледниковых пород на значительном протяжении (А, Б, 1). Слабо врезаюсь, они переотлагают почти без сортировки морены и сопутствующие отложения гляциального комплекса. Поэтому аллювий рек современной перигляциальной и древней ледниковой зон состоит в основном из обломочного материала многочисленных морен солифлюкционных потоков и легкоподвижных осыпей морозного выветривания. Эти отложения не являются обломочным материалом, образовавшимся в результате эрозии коренных пород, и выделяются в моренно-аллювиальный генетический подтип горного аллювия (по основному источнику обломочного материала).

Несколько иные условия возникают в районах с семиаридным климатом и широким развитием устойчивой мерзлоты (рис. 27). Здесь реки переотлагают главным образом солифлюкций, поступающий со склонов в летние периоды интенсивного таяния снежников. Поэтому в этих районах формируется аллювий, состоящий в основном почти из неотсортированного солифлюкция. Он выделяется в солифлюкционно-аллювиальный подтип. Наиболее широко и в чистом виде солифлюкционно-аллювиальные отложения распространены в долинах рек первой геоморфологической зоны (например, в Восточном и Центральном Памире, а также на сыртах Тянь-Шаня). В перигляциальной зоне (и особенно в подзоне древнего оледенения) моренно-аллювиальные и солифлюкционно-аллювиальные отложения богаты пылеватым мелкоземом. Последний заполняет пустоты между плохо окатанными обломками, вымытыми из древней морены, солифлюкционных потоков и осыпей морозного выветривания. Таким образом, моренно-аллювиальный и солифлюкционно-



Рис. 27. Солифлюкционно-аллювиальный генетический подтип

Общий вид долины в плане и парагенез аллювия и солифлюкция: 1 — горные склоны; 2 — делювиально-солифлюкционные покровы. Преимущественно солифлюкционные конусы накопления; 3 — слившиеся; 4 — в устьях крупных желобов коллювиального стока; 5 — солифлюкционно-пролювиальные конусы выноса притоков высокого порядка; 6 — морены каровых ледников; 7 — солифлюкционно-моренные отложения

аллювиальный генетические подтипы являются преимущественно климатическими вариантами горного аллювия.

**Гравитационно-аллювиальный генетический подтип горного аллювия.** Условия эрозии и осадконакопления во внеледниковой зоне характеризуются быстрым возрастанием продольных уклонов. Глубокий ущелистый врез, расчленяющий плоское дно древнего трога, на небольшом расстоянии (10—15 км) превращается в эрозионную долину с крутыми выпуклыми обнаженными склонами (рис. 28, А, Б). Облик аллювия здесь зависит не столько от водообиль-

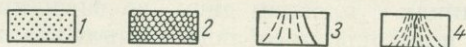
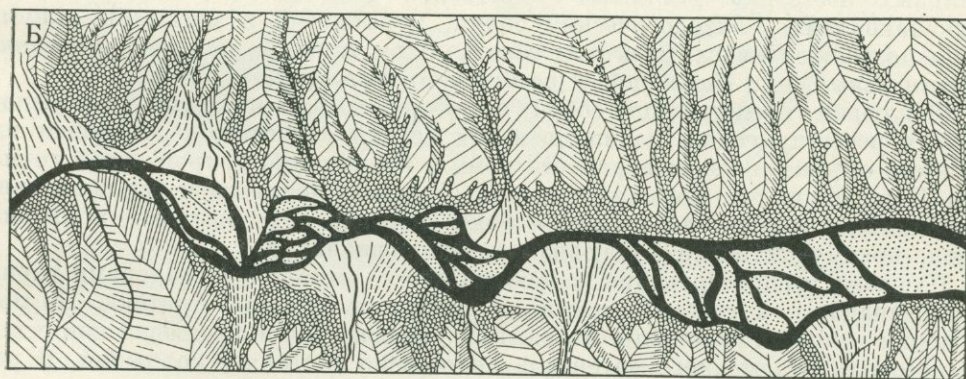


Рис. 28. Коллювиально-аллювиальный генетический подтип. Общий вид долины в плане (А) и детали строения дна (Б) — парагенез аллювия с коллювием горных склонов и фанлювием

1 — русловой аллювий; 2 — коллювий; фанлювий: 3 — молодой, 4 — древний. Цифры 1—5 пояснены в тексте

ности реки, сколько от продольного уклона дна долины и морфологии горной впадины. При прочих равных условиях выделяются долины с V-образным и трапецеобразным сечениями. Сортировка и перемещение аллювия в этих долинах отличаются друг от друга, но общим для них является источник обломочного материала — мощный поток коллювия, поступающий с горных склонов. Поэтому в экстрагляциальной зоне горного сооружения обломочный материал определяет внешний облик и состав флювиальных отложений. В основном это крупноглыбовый валунник, плохо окатанный щебень, угловатые гальки и гравий, с крупно- и разнозернистым песком (Б). Мутные воды бурных потоков глубоких ущелий уносят суглинистый пылеватый мелкозем, и в обрывах эрозионно-аккумулятивных террас и конусов выноса протоков обнажаются преимущественно щебенистые и крупногалечниковые отложения.

В долинах рек внешней (II) геоморфологической зоны значение склоновых отложений в формировании аллювия очень велико (см. рис. 28, А, Б). Коллювий<sup>1</sup> представлен осыпями основания склонов (А, 1), разнообразными конусами накопления в устьях желобов стока (А, 2) и обводненных древовидных осыпей (А, 3). Сюда же попадают фанлювий притоков высокого порядка (А, 4) и покровы коллювия непрерывно подрезаемых склонов (А, 5).

Поэтому в горных долинах, где основным источником питания аллювия являются разнообразные осыпи, необходимо выделять гравитационно-аллювиальный генетический подтип отложений.

**Фанлювиально-аллювиальные и пролювиально-аллювиальные генетические подтипы горного аллювия.** В строении четвертичного покрова пограничных склонов горного сооружения и предгорья, а также крупных горных впадин большое значение имеют отложения конусов выноса местных рек. Е. В. Шандер все отложения устьев рек объединяет в один генетический тип — пролювий. Однако условия его формирования в долинах транзитных горных рек и на обширных подгорных равнинах существенно отличаются. Разные условия осадконакопления, литологический облик, морфология и масштабы аккумуляции позволяют выделить в этом генетическом типе два подтипа — *долинно-пролювиальный*, или *фанлювий*, и *равнинно-пролювиальный*.

Фанлювий представляет собой отчетливо выраженные конусы выноса местных рек-притоков, накапливающих осадки совместно с аллювием или после его отложения на поверхности пойм и низких террас транзитной горной реки. В первом случае формируется одновозрастная полигенная фанлювиально-аллювиальная толща, во втором — более позднее образование — покровная толща, преимущественно коллювиально-фанлювиальная.

Площадь распространения фанлювия строго ограничена склонами горной долины-впадины, а состав — местными породами бассейна притока. По мере снижения гор роль склоновых отложений уменьшается и фанлювий как основной источник обломочного материала постепенно вытесняет коллювий. В расширяющихся горных долинах с плоским дном, во внешних районах горного сооружения и в высоком предгорье преобладает фанлювиально-аллювиальный подтип отложений (рис. 29, А, Б). В отличие от транзитного аллювия главной реки (А, 1), представленного гравийно-галечниковыми породами, фанлювий (А, 2) характеризуется большим содержанием местного плохо окатанного обломочного материала. Толщи фанлювия местами достигают большой мощ-

---

Под коллювием понимается весь комплекс отложений, образующихся под воздействием склоновых процессов [89].

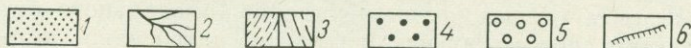
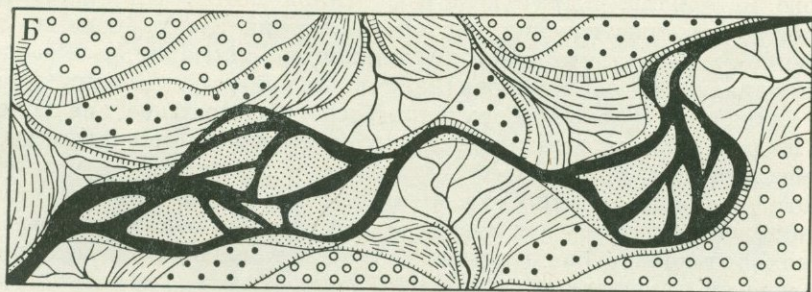


Рис. 29. Фанлювиально-аллювиальный генетический подтип. Общий вид долины в плане (А) и парагенез аллювия с фанлювием. Б — деталь строения дна долины

1 — русловой аллювий; разновозрастные генерации флювиальных отложений: 2, 3 — конусов выноса протоков, 4, 5 — террас главной реки; 6 — обрывы. Цифры 1—3 пояснены в тексте

ности — порядка первых десятков метров и образуют своеобразные перемычки, загромождая все дно долины (А, 3).

Парагенез фанлювия и аллювия тяготеет к присклоновым участкам долин крупных горных рек (см. рис. 29, Б).

В предгорье и на подгорных равнинах широко распространен пролювиально-аллювиальный генетический подтип. По условиям его образования могут быть выделены две разновидности. Первая развита преимущественно в предгорье. Она представляет собой отложения, образовавшиеся в результате размыва пролювиальных покровов древних равнин, поднятых к современной

эпохе и дробно расчлененных (рис. 30). Вторая разновидность пролювиально-аллювиальных отложений повсеместно встречается в современных подгорных равнинах. Здесь происходит процесс одновременного накопления осадков главной реки и ее притоков. Этому парагенезу способствуют орографические и гидрогеологические условия осадконакопления.

В подгорных равнинах очертания долин становятся менее четкими: водоразделы значительно снижаются, склоны выполаживаются, а дно долин расширяется. В качестве заполнителя гравийно-галечникового материала и как самостоятельные покровы на поверхностях пойм и террас вновь появляются опесчаненные пылеватые суглинки. На высоких и пониженных подгорных равнинах в условиях относительно малых скоростей течения и слабого врезания главных рек *фанлювий* быстро текущих речек-притоков постепенно замещается пролювием — равнинным вариантом этого генетического типа. Здесь отложения не ограничены крутыми склонами и узкими днищами долин. Осадки выпадают в условиях свободного растекания потока по поверхности подгорных равнин с малыми уклонами, т. е. в существенно иных гидрологических условиях. Пролувий обычно представлен хорошо отсортированными и пылеватыми супесями и суглинками, выпадающими главным образом в периоды весеннего и осеннего половодий из слабо проточных паводковых вод. Поэтому в области развития конусов выноса и сухих дельт преобладает пролювиально-аллювиальный подтип аллювия.

Таким образом, в горных странах при определенных сочетаниях ороклиматических и геоморфологических условий может быть выделен главный источник обломочного материала, поступающего в речной поток. На рис. 31 показан процесс замещения генетических подтипов аллювия сверху вниз по течению реки: моренно-аллювиальный → солифлюкционно-аллювиальный → гравитационно-аллювиальный → пролювиально-аллювиальный. Среди выделенных подтипов аллювия в горном сооружении особенно большое значение имеют сочетания аллювиальных и коллювиальных отложений, а во впадинах крупных (горных, межгорных и предгорных) — аллювия и пролювия.

Несмотря на большую кинетическую энергию речного потока в пределах горного сооружения и турбулентный характер течения, отложения выделенных генетических подтипов в большинстве случаев отличаются по механическому составу. Главные причины этих различий заключаются в значительных изменениях микроклимата горных долин и уклонов (продольного профиля) реки; последние вызывают соответствующее изменение интенсивности эрозии и несущей способности потока.

В субширотно ориентированных горных системах отложения, поступающие в главную долину со склонов и устьев речек-притоков северной и южной экспозиции, существенно различны. Это приводит к несходству разновозрастных отложений аккумулятивного покрова одной и той же террасы в присклоновых участках поперечного сечения долины. Существует представление о том, что для быстротекущих горных рек эти различия не существенны. Сравнение состава галек присклоновых участков долин устанавливает резкие отличия в строении не только покровной толщи, но и руслового аллювия, слагающего основание эрозионно-аккумулятивных террас. Так, например, в долинах рек Сурхоба и Иляка на участках, где их правые берега сложены породами фундамента (палеозоя), а левые породами чехла (мезозоя), строение аллювия в присклоновых участках террас различно: на правом в аллювии резко преобладает галечник палеозойских пород, а на левом — галечник пород мезозоя. Эти данные свидетельствуют о том, что отложения притоков в сочетании с боковой эрозией

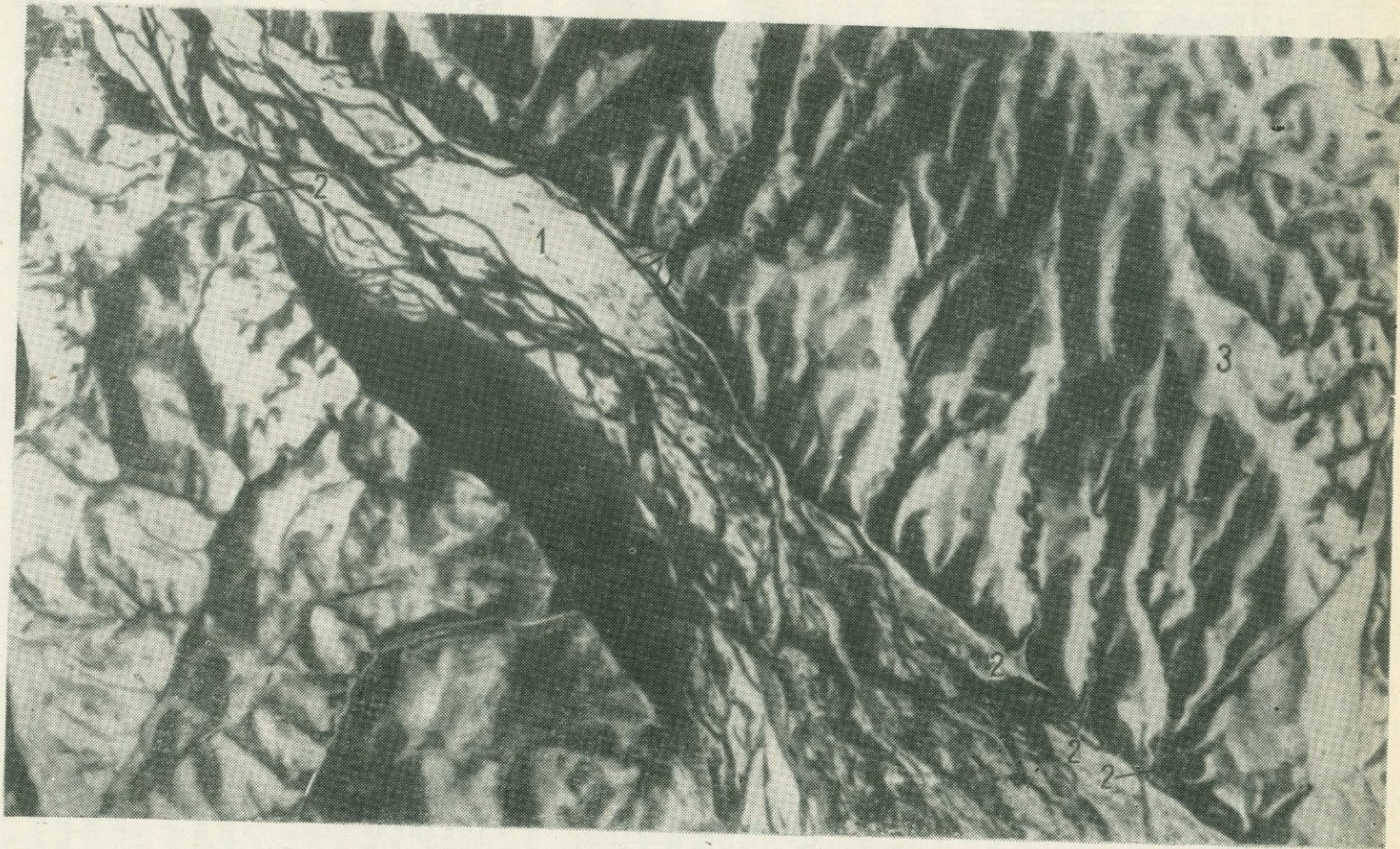


Рис. 30. Проллювиально-аллювиальный генетический подтип. Парагенез аллювия (1) с современным фанлювием (2) и размыв древних проллювиальных отложений предгорья (3)

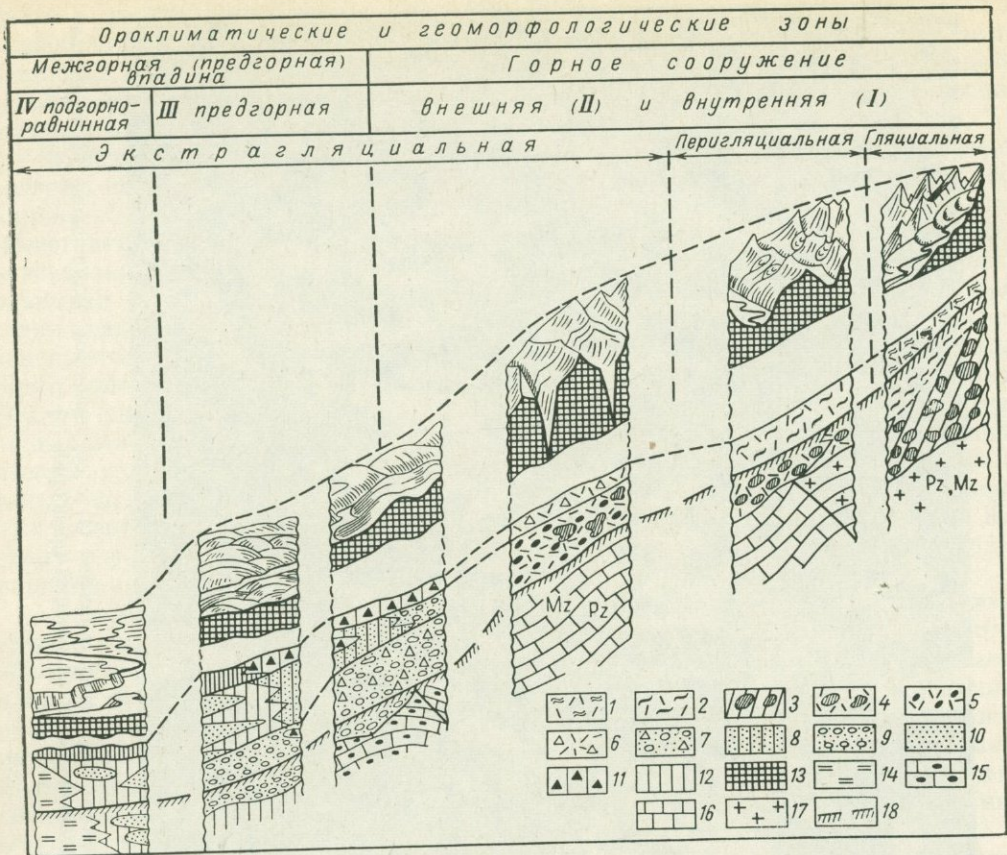


Рис. 31. Распределение генетических подтипов горного аллювия в различных ороклиматических и геоморфологических зонах горной страны

Отложения: 1 — моренно-аллювиальные; 2 — солифлюкционно-аллювиальные; 3 — моренные; 4 — солифлюкционные; 5 — гравитационно-аллювиальные; 6 — полигенные покровные толщи террас горного сооружения; 7 — фанглювиально-аллювиальные; 8 — пролювиально-аллювиальные; 9 — галечники с песчано-гравийным заполнителем; 10 — пески; 11 — полигенная покровная толща террас суглинистая и супесчаная со щебнем, в предгорье — суглинки лёссовидные в различной степени запесоченные; 12 — легкие; 13 — средние; 14 — тяжелые, местами переходящие в глины. Четвертичные породы: 15 — орогенные; 16 — платформенного чехла; 17 — фундамента; 18 — глубина современного эрозионного вреза

главной реки влияют на строение аллювия, особенно в присклоновых участках долины. Следовательно, при сопоставлении разрезов террас в реках, фиксированных глубокими эрозионными долинами, необходимо учитывать влияние материала, поступающего со склонов.

В экстрагляциальной зоне горного сооружения господствуют наиболее типичные условия для образования горного аллювия. Поэтому ниже рассматриваются процессы осадконакопления и строение аллювия крупных транзитных рек в обстановке, благоприятной для его аккумуляции в долинах, приуроченных к горным впадинам.

Русло и зарождающаяся низкая и высокая поймы горной реки являются той «лабораторией», в которой перерабатываются огромные массы коллювия и формируется горный аллювий. Здесь на дне горных долин в бурных потоках горных рек происходит главная гравитационная дифференциация обломочного материала по механическому составу, а также моделировка обломков подвижных осыпей и фанлювия конусов выноса притоков.

На перемещение всего склонового материала и «чистого» аллювия, т. е. продукта глубинной и боковой эрозии коренных пород, большое влияние оказывает поперечный профиль долины, особенно сопряжение склонов и дна, а также морфология русла, пойм и террас.

Основные параметры долины — ее глубина и ширина — зависят главным образом от продольных уклонов реки; последние в свою очередь определяются новейшими структурными условиями. Устойчивость пород (литологический фактор) влияет лишь на некоторые изменения очертаний долины, но практически не сказывается на глубине ее врезания.

Горные долины имеют разнообразные поперечные сечения. Среди них широко распространены U- и V-образные. Первые характерны преимущественно для истоков горных рек с ледниковым питанием, наследующих трюги; а также для частных впадин, в пределах которых долины расширяются. Вторые (V-образные) преобладают в горных сооружениях, особенно в сквозных долинах рек, часто представляющих собой глубокие ущелья и теснины. Здесь поймы отсутствуют или формируются фрагментарно, и весь «поток» коллювиальных и фанлювиальных отложений поступает непосредственно в русло.

Во внешних районах горного сооружения и предгорьях на участках снижения хребтов и выполаживания склонов преобладают трапецеобразные сечения долин.

Ниже рассматриваются особенности первичной обработки обломочного материала в русле горной реки.

*Долины с плоским дном.* В этих условиях обычно развивается фуркация русла с образованием лабиринта протоков и множества подвижных подводных и надводных отмелей, а также островов (рис. 32). Даже в крупных горных реках ширина их террас ограничена, и плоское дно обрамляют крутые высокие склоны. Поэтому весь коллювий и фанлювий, поступаая в русло реки, подвергается существенной переработке.

Процесс превращения щебенистого материала в аллювий можно наблюдать при изучении строения протоков, отмелей и островов. Несмотря на сложность их очертаний, устанавливаются повторяющиеся сочетания основных элементов флювиально-аккумулятивного и эрозионного рельефа русла.

По положению относительно главных протоков и стрежневого течения (1) выделяются две группы подводных отмелей — пристрежневые (2) и прибрежные (3). Острова (4) формируются преимущественно вдоль берегов, на границе с зарождающейся (5) или низкой (6) поймами. Группы отмелей и островов подразделяются протоками — центральными (7) и внутренними (8).

По мере формирования зарождающейся поймы и ее перехода в низкую пойму, подвижный и изменчивый рельеф отмелей и протоков отмирает, а их границы стабилизируются. Так, отмели сначала превращаются в острова (4), а затем в приподнятые участки низкой поймы (6), которые подразделяются пересыхающими присклоновыми протоками (9).

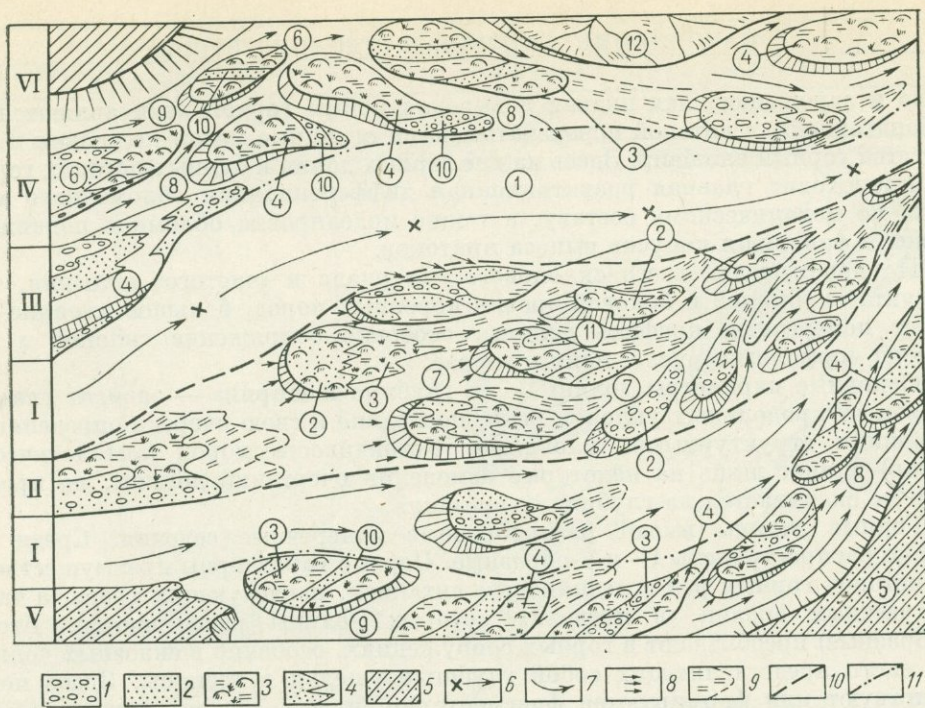


Рис. 32. Схема формирования аллювия и аккумулятивного рельефа в условиях долины с плоским дном и фуркацией русла

1 — песчано-галечниковые отложения; 2 — песчаные отложения; 3 — наилок (паводковый); 4 — замещение пород различного состава; 5 — покровные отложения поймы; 6 — стрежневое течение; 7 — направленные течения в протоках; 8 — то же, на островах и в ложбинах прямого и обратного стока; 9 — подводная часть острова; 10 — обобщенные очертания группы центральных островов; 11 — то же, для прибрежных островов и зарождающейся поймы. Цифры 1—12 пояснены в тексте

В надводной и подводной отмели выделяются намываемые и размываемые части, более отчетливо выраженные в надводной отмели (показано стрелками). В центральных частях русла отмели особенно подвижны и непрерывно перемещаются вниз по течению. В меньшей степени их движение выражено в прибрежных участках. Если размыв преобладает, надводная отмель переходит в подводную и постепенно размывается. При преобладании аккумуляции надводная отмель может превратиться в остров, очертания которого характеризуются относительной стабильностью. Процессы размыва и аккумуляции вызывают общее непрерывное фронтальное перемещение русловых отложений вниз по течению. Быстрее всего движутся подводные отмели, медленнее — надводные. Острова перемещаются таким же образом, но значительно медленнее. В процессе изменения состава и очертаний флювиальных форм обломочный материал подвергается обработке, которая определяет различное строение пристрежневого и прибрежного руслового аллювия.

Пристрежневые отмели (2) сложены русловым аллювием грубого, преимущественно валунно-галечникового состава с хорошо промытыми песками. Наилок образуется фрагментарно, он имеет незначительную непостоянную мощность, сильно опесчанен и тяготеет к надводной наиболее повышенной

части отмели. Иногда он является лишь заполнителем в верхней части гравийно-галечникового материала или тонкой пленкой — «рубашкой», обволакивая неровности поверхности. В некоторых случаях наилок отсутствует вследствие последующего размыва. Аккумуляция в пристрежневых отмелях неустойчива вследствие непрерывного перемещения наносов вниз по течению реки. Поэтому наилок сохраняется лишь в условиях временной эрозионной «тени».

Прибрежные отмели (3) имеют более отчетливое двучленное строение, так как при спаде паводка часто покрываются тонким сезонным наилком, залегающим на песчано-галечниковой толще с валунами. Накопление и размыв сезонного наилка в прибрежных отмелях происходят соответственно в периоды затопления и осушения.

На поверхности отмелей (прибрежных и пристрежневых) выделяются узкие линейные формы — сквозные ложбины стока (10). Они образуются в связи с общим перемещением аллювия при максимальном затоплении всей поверхности отмели, частичным размывом, а также многократным переотложением в период осушения. По сквозным ложбинам осуществляется прямой и обратный сток паводковых вод. С нарастанием паводка начинается затопление прибрежных отмелей, а при спаде — их осушение. В периоды повышения общего уровня паводка мутные воды движутся из главных протоков (7, 8, 9) в сквозные ложбины отмелей и островов (10), переполняя их и разливаясь по поверхности островов. При снижении паводка более чистая вода стекает в обратном направлении — по ложбинам стока в главные протоки.

На поверхности отмелей и низких (заливных) островов помимо сквозных ложбин часто встречаются краевые — полуоткрытые ложбины (11). Они представляют собой недоразвитые формы сквозных ложбин в условиях неполного затопления отмелей и заполняются преимущественно более тонким материалом. В реках с постоянным стоком, особенно ледникового питания, воды по протокам циркулируют длительно — в течение лета, а в пересыхающих речках — кратковременно, до полного осушения отмелей.

Максимумы накопления руслового аллювия и сезонного наилка смещены во времени. Русловой аллювий преобразуется перманентно, главным образом в процессе общего переноса осадков по основным русловым ложбинам и фронтального перемещения отмелей. Общая транспортировка и местное временное накопление руслового аллювия увеличиваются в условиях больших расходов реки. Образование сезонного наилка преобладает при таянии ледников и снежного покрова (от начала нарастания до спада паводковых вод) и осуществляется при переполнении сквозных ложбин прямого и обратного стока. Поэтому в сквозных ложбинах преимущественно накапливается сезонный наилок — пылеватый супесчаный и суглинистый.

Таким образом, в русле реки, с хорошо развитым дном испытывающей фуркацию, выделяются следующие типы перемещения аллювия вниз по течению: 1) общее фронтальное по стрежневым и прибрежным протокам вниз по течению; 2) перемещение отмелей и островов; 3) перенос в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности струй по сквозным и краевым ложбинам прямого и обратного стока.

В протоках, сопредельных с низкой (высокой) поймой и террасами (9), транзитный аллювий дополняется привносом местного обломочного материала, поступающего с прилегающих склонов долины в виде коллювия и фанлювия. Во внутренних протоках формирование сезонного наилка возрастает, но в целом этот процесс в этих условиях имеет подчиненное значение по сравнению

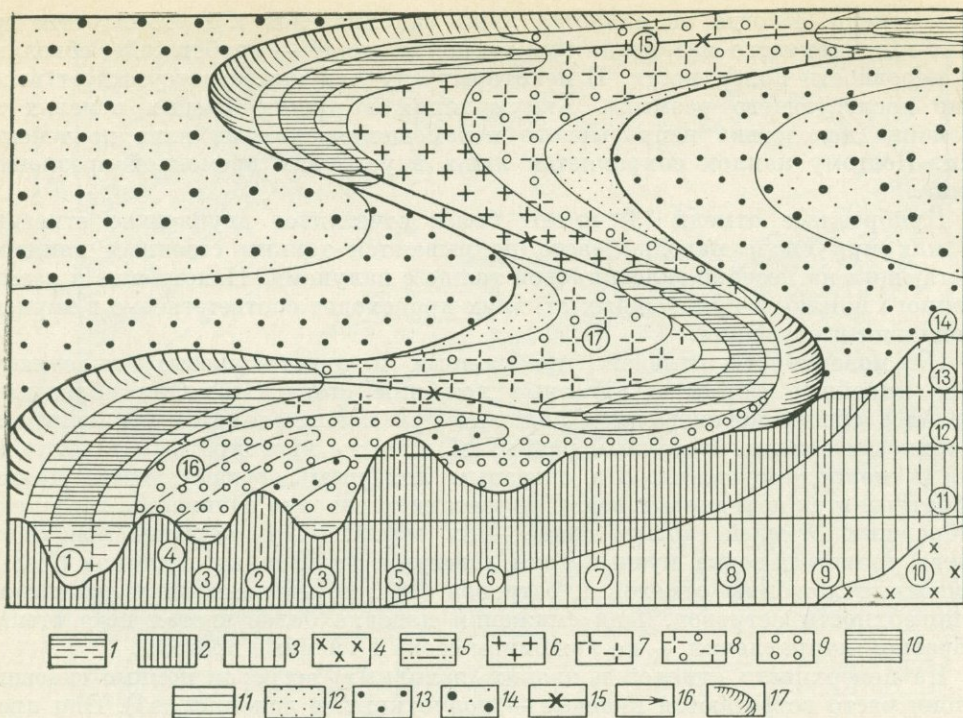


Рис. 33. Схема формирования аллювия и аккумулятивного рельефа в условиях меандрирующей горной реки

1 — уровень меженных вод. Толща аллювия, образующая: 2 — русло, отмели, острова и зарождающуюся пойму, 3 — низкую и высокую пойму; 4 — породы коренного ложа реки; 5 — различные уровни паводковых и меженных вод. Характеристика геологической деятельности реки в пределах русла, эрозия: 6 — интенсивная, 7 — умеренная, 8 — слабая, сменяющаяся аккумуляцией; 9 — аккумуляция аллювия; 10 — плёсовые ложбины; 11 — склоны плёсовых ложбин; Поймы: 12 — зарождающаяся, 13 — низкая, 14 — высокая; 15 — перекаты; 16 — подмываемые участки берега. Цифры 1—17 пояснены в тексте

с переносом руслового аллювия (2). Наибольшее количество обломочного материала переносится по русловым ложбинам, не пересыхающим при самом низком уровне воды.

*Долины с узким дном и V-образным сечением.* Обработка и перенос руслового аллювия в условиях долин с узким дном осуществляется по главной ложбине единым сосредоточенным потоком (рис. 33). Несмотря на значительные уклоны продольного профиля, горные реки меандрируют, образуя крутые меандры, глубоко врезаемые в дочетвертичные породы. Основные черты строения русла меандрирующих рек были установлены для равнинных условий [88] и др. В значительной степени они остаются справедливыми и для горных условий.

В поперечном сечении при резком спаде уровня воды виден расчлененный рельеф русла и уступы пойм (1—10). По аналогии с пересыхающими речками и мелководными участками в руслах крупных меандрирующих горных рек выделяется главная, или русловая, ложбина стока (1). В условиях преобладающей аккумуляции в аллювии низкой поймы иногда вложен аллювий зарождающейся поймы и русла. Присклоновые участки русла (2—6) и склоны

пойм (7—10) часто имеют ступенчатое строение — паводковые уступы. Их образование связано с разными уровнями паводковых вод (11—14) и последующим уменьшением расхода воды до полного прекращения или сокращения стока по главной ложбине.

Зарождающаяся пойма от низкой поймы и русла отделяется одной или несколькими прибрежными протоками (3), островами (5), а также надводными (2) и подводными (4) отмелями. Прирусловые ложбины объединены с главной ложбиной (1) системами желобов. В подводных условиях в пределах русла их формирование связано с уклоном ложа и различными скоростями течения в главной и прирусловых ложбинах. На поверхности зарождающейся поймы желоба прямого и обратного стока разрабатываются в основном при изменении высоты воды от меженного уровня (11) до более высоких — паводковых (12 и 13). Протоки, отмели и острова в значительной степени определяют сложность микрорельефа поверхности русла и склонов зарождающейся поймы.

В продольном профиле реки главная русловая ложбина (1) представляет собой чередование плёссов и перекатов. В меандрирующих реках этот подводный рельеф особенно четко выражен. Интенсивность эрозии и аккумуляции на перекатах и плёсах различна и существенно зависит от структурного фактора. В общем случае в русле преобладает активный донный размыв и образование маломощного хорошо промытого крупнообломочного аллювия.

Только в условиях частных впадин на относительно расширенных участках русла наблюдаются более тонкие разности констративного аллювия (15); а в прибрежных подводных отмелях встречаются значительные временно законсервированные толщи. При переходе от частной впадины к поднятию на сопряженном склоне образуются эрозионно-аккумулятивные участки русла с толщами непрерывно перемещающегося перстративного руслового аллювия (16). В пределах суженных участков — частных поднятий-«перемычек» дно реки является практически обнаженным с непрерывно возобновляющейся экспозицией и фрагментарно распространенным крупнообломочным инстративным аллювием (17).

Таким образом, в русле горной реки обработка обломочного материала — измельчение и моделировка поверхности обломков — осуществляется в условиях расчлененного подводного рельефа склонов и дна, при значительных скоростях перемещения по основным — русловым — ложбинам стока и непрерывного переотложения осадков, слагающих надводные и подводные отмели, а также острова.

Помимо регионально распространенных элементов рельефа русла, связанных с эрозионно-аккумулятивной деятельностью реки, наблюдаются локальные впадины и возвышенности, образование которых обусловлено избирательным характером эрозии пород различной устойчивости (растворимости, трещиноватости и других литолого-структурных факторов). Так, например, наряду с аккумулятивными образованиями встречаются острова, сложенные коренными породами — скалистыми выступами ложа реки, а также береговые выступы в крутых излучинах врезанных меандр. А. А. Чистяков такие препятствия назвал «природными экранами», а резкие изменения руслового аллювия — фациями природных экранов.

По условиям образования эти экраны являются литологическими и поэтому, возможно, их так и следует именовать (рис. 34). По положению относительно русла реки могут быть выделены два типа экранов — островные, или центральные (1), и береговые, или присклоновые (2). Ниже островных «экранов» располагается надводная отмель или иногда аккумулятивная часть острова с характерной сортировкой материала, отлагающегося в условиях

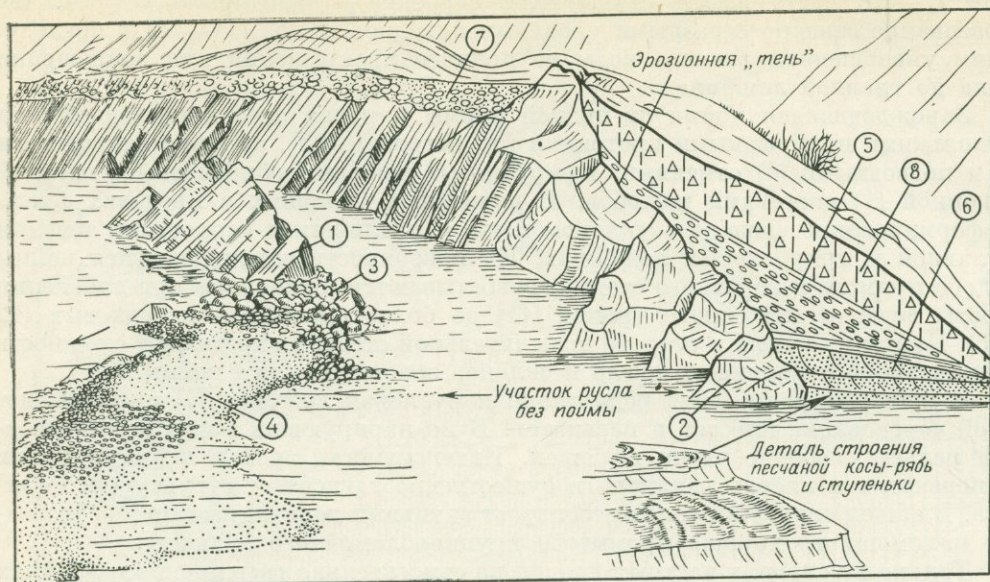


Рис. 34. Фации островных и присклоновых «экранов». Полевые зарисовки А. А. Чистякова и Н. П. Костенко. Цифры 1—8 пояснены в тексте

эрозионной «тени» (3, 4). Если литологический экран представляет собой скалистый выступ коренных пород, то вначале откладываются грубые обломки — продукты разрушения экрана (3). Вниз по течению откладывается более тонкий материал — щебенисто-галечниковый, песчаный и супесчаный (4). В отличие от экранов, литологически обусловленных, или литологических, любой аккумулятивный остров или отмель (надводная, а также подводная) представляют собой своеобразный природный экран, ниже которого река отлагает мелко-обломочный аллювий, а иногда также иловатые осадки. В эрозионной «тени», за аккумулятивным низким островом или отмелью не возникают условия устойчивой изоляции и консервации отложений, так как вследствие перманентной эрозии отмели и острова перемещаются вниз по течению, изменяя свой состав и очертания.

Более устойчивые условия накопления аллювия возникают при развитии врезанных меандр — за уступами, отделяющими крутые излучины реки, т. е. в условиях береговых литологических экранов. Высокие скалистые экраны в излучинах меандр могут быть причиной отложения тонких осадков довольно значительной мощности (5, 6). При дальнейшем быстром углублении реки эти отложения могут сохраниться и войти в состав покрова террасы. Фации береговых, или присклоновых, экранов крупных транзитных рек представлены разнообразно — от гравийно-песчаных (5) до тонких супесчаных отложений включительно (6). Эти породы при погребении образуют прослои или линзообразные включения в крупно-галечниковой толще, существенно отличаясь по механическому составу и другим признакам от аллювия данного участка реки, формирующегося вне экрана (7), и от покровной толщи (8).

## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В УСЛОВИЯХ ЗАРОЖДАЮЩЕЙСЯ И НИЗКОЙ ПОЙМ

В результате резкого изменения уровня воды в периоды паводков в поперечном сечении расширенных участков горных долин (т. е. в условиях наиболее полного развития пойм) могут быть выделены высокая, низкая и зарождающаяся поймы. Границы накопления пойменного аллювия на поверхности высокой поймы определяются высотой максимальных паводков. Поэтому по характеру экзогенных процессов, протекающих на поверхности высокой поймы, она уже напоминает террасу. Ближе к руслу располагается низкая пойма, которая каждый год заливается паводковыми водами. Она объединяется с зарождающейся поймой постепенным переходом, системой протоков или пологим склоном.

*Зарождающаяся пойма.* Это самая молодая форма в системе горных пойм, она хорошо развита в долинах с плоским дном и граничит непосредственно с руслом (рис. 35). В ее строении неясно намечаются две части. К руслу реки (I) в виде системы протоков и островов снижается внешняя — прирусловая часть (II) и в направлении к склону постепенно повышается внутренняя — присклоновая часть (III), которая граничит с низкой поймой (IV).

Во внешней части зарождающаяся пойма транзитных горных рек представляет собой системы подводных и надводных отмелей и островов (1), разделенных протоками (2—5). Здесь наблюдаются значительные скорости течения и основная часть аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных форм состоит из грубообломочного аллювия, аналогичного аллювию прибрежных отмелей.

Пониженные участки зарождающейся поймы (1) и внешние системы прирусловых протоков (2, 3) значительную часть года находятся под водой; только разделяющие их возвышенные участки (1), а также внутренние (присклоновые) протоки (4) временно осушаются при низком меженном положении уровня воды в реке.

Режим зарождающейся поймы является промежуточным между типичным пойменным и русловым. Как следствие, пылеватый суглинистый наилкок выпадает только при значительном понижении уровня воды, главным образом на возвышенных участках и в присклоновых протоках. Наилкок залегает в виде тонкого слоя сезонного осадка, который не накапливается и ежегодно почти полностью размывается. Он состоит из суглинки или супеси с включением гальки. В прирусловых глубоких протоках (3—5) и на поверхности надводных отмелей (6) пойменный наилкок имеет грубый преимущественно супесчаный состав и почти не отличается от руслового аллювия надводных отмелей. Во внутренней системе присклоновых протоков (8), на поверхности отмелей и межпроточных возвышенностей наилкок залегает по отчетливой и неровной границе на гравийно-галечниковом материале, обволакивая гальку, валуны и даже крупные глыбы и одевая их в суглинистые «рубашки» (7).

Присклоновые элементы рельефа зарождающейся поймы представляют собой слабо подвижные (изменяющие свои очертания) формы (7, 8, 9). Они определяют места временного осаднения тонкого материала при гравитационной дифференциации аллювия.

В пределах зарождающейся поймы можно наблюдать современный процесс выпадения пылеватого супесчаного и суглинистого наилкока — мути, взвешенной в меженных водах реки (см. стрелки в протоках 2—5). Этот наилкок в прирусловых участках поймы обычно сохраняется только до следующего паводка, когда значительная его часть вновь вымывается и переносится вниз по течению,

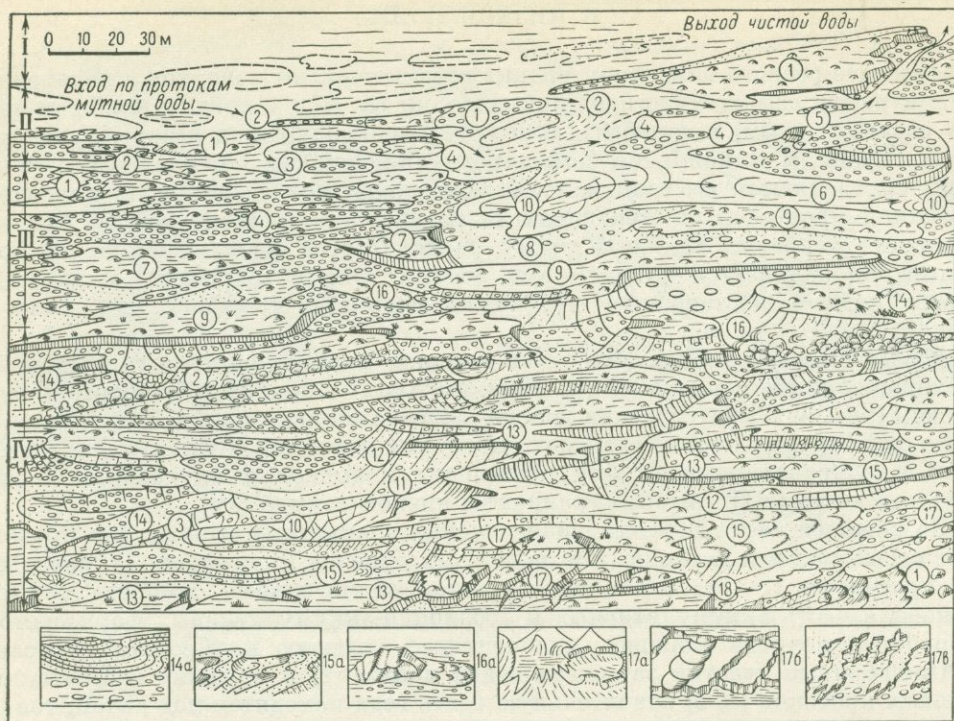


Рис. 35. Аккумулятивные формы зарождающейся и низкой поймы. Цифры I—IV и 1—18 пояснены в тексте

временно осаждающаяся в других протоках на поверхности поймы, или уносится за пределы горного сооружения. Выпадение мути можно проследить, следуя за потоком воды, поступающим в сложный «лабиринт» протоков (2) зарождающейся поймы. Горная река, входя в протоки, теряет скорость и из воды сначала выпадают крупные, а затем все более мелкие частицы, осаждающиеся на дне протоков. Если путь воды был достаточно длинным, то там, где проток вновь впадает в главное русло (5), вся муť оседает, и ручеек чистой воды сливается с мутными водами реки. Иногда проток слепо заканчивается пологой западиной — своеобразным отстойником мути (10).

В пересыхающих реках наилок выпадает не только на пойме, но и в русле реки. Сначала поверхность подводных отмелей и частично перекатов по мере осушения покрывается пленкой наилка. Позднее, когда прекращается сток по реке, начинается выпадение мути на дне главной русловой ложбины, а плёсовые западины превращаются в большие естественные отстойники.

*Низкая пойма.* Отложения и рельеф низкой поймы являются наиболее типичными в системе пойм горной реки. Зарождающаяся пойма еще носит общие черты со склоном русла, а высокая пойма по некоторым особенностям режима и микрорельефа близка к низким террасам (IV). При незначительной ширине дна долины зарождающаяся пойма часто как самостоятельный элемент рельефа отсутствует, и ее аналогом до некоторой степени является прирусловая часть низкой поймы. Она отличается от зарождающейся поймы отсутствием системы постоянно (или длительно) действующих протоков.

Рельеф низкой поймы представляет собой системы ложбин стока паводковых вод, которые сочетаются с эрозионными врезами ручьев и речек-притоков, а также с их конусами выноса. Эрозионное расчленение поверхности низкой поймы притоками главной реки еще выражено слабо. В присклоновой части низкой поймы начинается накопление фанлювия конусов выноса притоков высокого порядка; более крупные речки-притоки прорезают пойму, впадая непосредственно в русло главной реки.

Отложения низких пойм при значительной пестроте имеют неясно выраженное двухчленное строение (11, 12). В нижней части залегают русловой валунно-галечниковый аллювий, пересыпанный хорошо промытым разнозернистым песком (11). Выше часто с постепенным переходом залегают отложения близкого облика, но с песчано-суглинистым заполнителем.

Иногда на высоких участках в самой верхней части толщи встречается песчано-суглинистый слой (реже линзы) с нижней резкой границей и включением отдельных галек (13). Вверх по разрезу он переходит в пылеватый слабо запесоченный суглинок местами с волнистой слоистостью. В него бывают погружены крупные гальки. Там же чаще в присклоновых районах в тонких прослойках пылеватого суглинистого и супесчаного материала встречаются включения плохо окатанных обломков щебня из местных пород. Эти прослойки имеют значительную протяженность и, по-видимому, представляют собой периферические части конусов выноса ручьев и гравитационно-делювиальных площадей.

Изучение отложений и микрорельефа низкой поймы объясняет многие особенности ее строения. Накопление песчаных и супесчаных прослоев верхней части разрезов можно наблюдать на поверхности прирусловой части поймы (14) и в полусушенных протоках, прорезающих ее поверхность (15). В процессе аккумуляции протоки выполаживаются и заливаются водами более высоких паводков, осушаясь при их незначительном понижении. Это приводит к увеличению количества осаждающегося пылеватого материала в верхней части песчаной толщи и замещению песчаных отложений супесчаными, а в понижениях — естественных отстойниках — пылеватыми суглинками и (реже) глинами (10).

Микрорельеф склонов песчаных скоплений в протоках представляет собой правильные «ступеньки», которые отражают постепенное снижение воды при спаде паводка и осушении протоков (14, 14а). На пологих склонах к протокам поверхность низкой поймы иногда осложняется серией песчаных «волн» или маленьких дюн с пологой стороной, обращенной вверх по течению, и крутой, направленной к устью протока (15 и 15а). Эти осадки при последующем погребении под более молодыми слоями аллювия в разрезах низких пойм соответствуют песчаным и супесчаным линзовидным прослоям с неясной волнистой слоистостью. Иное образование имеют небольшие линзы супесей и суглинков тонкого изменчивого состава: они часто возникают в эрозионной «тени» за крупными валунами и глыбами или небольшими выступами — положительными элементами поверхности низкой поймы (16 и 16а). Более тонкий супесчаный и даже суглинистый материал тяготеет к возвышенным участкам поймы, облекая их тонким (порядка нескольких сантиметров) покровом.

Наряду с отложениями наилка можно наблюдать и его размыв и разрушение. В процессе усыхания паводковых вод в протоках покров наилка распадается на ряд отдельных частей. В зависимости от степени опесчаненности, мощности слоя наилка и других факторов в нем развиваются различные системы трещин усыхания (17а, 17б, 17в). Растрескивание облегчает размыв супесчано-суглинистых отложений при последующем паводке.

В условиях эрозионной тени в полуизолированных присклоновых протоках тонкие осадки паводков — пылеватые суглинки — лучше сохраняются, особенно в обширных западинах; последние до некоторой степени являются прообразом отшнурованных озер-стариц на поверхностях низких пойм равнинных рек. Размеры естественных отстойников мутьи иногда достигают десятков квадратных метров. Они преобладают в присклоновых частях обширных пойм и описаны на поймах рек таких глубоких горных ущелий, как Пяндж, Сурхоб и др. Западины приурочены к расширениям долин в пределах частных впадин, которые пересекались реками.

По-видимому, большинство песчаных и супесчаных линз с четкими границами, которые встречаются в разрезах аллювия, представляют собой отложения паводковых вод, ограниченных протоками. После полного заполнения протоков и их выравнивания новые протоки разрабатываются в ином месте и вновь заполняются; в дальнейшем, при погребении, они определяют положение песчаных или песчано-суглинистых линз.

Грубый материал фанлювия притоков накапливается по присклоновым протокам низкой поймы (18). Эти отложения отличаются от пойменных осадков главной реки обилием обломков местного плохо окатанного материала. Там, где пойма непосредственно граничит с горными склонами, на ее поверхности отлагаются периферические части конусов выноса и коллювиальных плащей. Последние могут быть продуктами разрушения коренных пород склонов или древних флювиальных покровов (например, осыпи древнего аллювия), а также представлять их сочетания.

В пограничных районах современной гляциальной и перигляциальной зон отмечается слабая дифференцированность флювиальных осадков вследствие незначительного переноса обломочного материала и еще слабой эрозионной деятельности рек. Поэтому пойменная и русловая фации часто имеют близкий облик. В истоках даже для аллювия ледниковых крупных транзитных рек характерно сочетание грубообломочного материала с пылеватым мелкоземом. На дне плоскодонных трогов валунный материал русла и пойм представляет собой остаточные ледниковые отложения, вымытые из морен и спроектированные на дно речных долин. Исследуя крупноглыбовые аллювиальные отложения в бассейне Печоры, В. В. Ламакин предложил назвать их *перлювиальными*, распространяя этот термин и на другие типы остаточных отложений.

В истоках рек экстрагляциальной области, особенно в долинах с плоским дном, пойменный крупноглыбовый аллювий имеет несколько иное происхождение; он значительно обеднен мелкоземом и образуется преимущественно из склоновых и фанлювиальных отложений.

*Высокая пойма.* Несколько иная обстановка осадкообразования наблюдается на поверхности высокой поймы. Она является переходной формой между террасой и низкой поймой. В пределах высокой поймы еще не закончилось формирование аллювия — отложение осадков высоких паводков, но оно происходит уже не каждый год. Здесь возрастают процессы эрозионного расчленения поймы и уменьшается накопление аллювия главной реки.

Рельеф высокой поймы характеризуется сочетанием присклоновых и прирусловых протоков главной реки с долинами ручьев и речек притоков. Первые (прирусловые и присклоновые протоки) располагаются преимущественно вдоль главной долины, а вторые молодые — врезы речек-притоков — часто пересекают реликтовые отмершие протоки. Только некоторые из них, впадая в глубокий проток, следуют по нему, разрабатывая новый эрозионный врез. Притоки высоких порядков не успевают прорезать поверхность поймы и она является для

них местным базисом эрозии. Отложения конусов выноса этих мелких ручьев участвуют в образовании покровной толщи высоких пойм, а мелкозем, отложенный водами высоких паводков, играет подчиненную роль.

В продольных долинах, приуроченных к развивающимся горным впадинам, высокие поймы рек представляют собой аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные формы с хорошо развитым русловым аллювием в наиболее прогнутах части впадин.

#### НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ АЛЛЮВИЯ (ПО ДАННЫМ РАЗРЕЗОВ ГОРНЫХ ПОЙМ)

При быстром углублении реки разрезы высокой поймы (и низких террас) являются благоприятным объектом для исследования аллювия: они уже прорезаны на значительную глубину, но еще хорошо сохранились. Можно указать на некоторые общие изменения строения аллювия снизу вверх по разрезу и в поперечном сечении, т. е. от центральной части долины к ее склонам. Ниже рассматриваются обе эти закономерности применительно к строению одной толщи аллювия, отвечающей региональному циклу врезания и аккумуляции транзитной горной реки в экстрагляциальной области.

#### *Строение аллювия снизу вверх по разрезу*

В общем случае осадки крупной горной реки представлены мощной толщей руслового аллювия и своеобразными маломощными отложениями, которые являются аналогом пойменных (осадков) равнинных рек платформенных областей (рис. 36, А, Б, В). Русловой аллювий различается по ряду признаков: механическому составу, цементации и парагенезу с другими отложениями и ряду других признаков.

На схеме (А) показаны часто встречающиеся изменения в строении руслового аллювия. Нижняя и средняя части разреза приводятся на трех колонках (слои 1—8), а верхняя часть — на четвертой колонке (слои 9—15) с уточнением ее деталей на схеме Б.

В нижней части разреза отлагается валунно-галечниковая толща. Пустоты между галькой заполнены хорошо промытым разнозернистым (преимущественно крупнозернистым) песком и гравием. По простиранию в общей толще иногда выделяются прослойки и линзы, цементированные глинистым, известковистым гипсовым цементом и др., а также и их различными сочетаниями. Можно указать типичные соотношения аллювиальных толщ с разной степенью цементации.

В одних случаях толщи аллювия, различно цементированные, бывают разновозрастными. Эти условия часто встречаются в продольных долинах-впадинах. Здесь создается благоприятная обстановка для накопления мощных отложений аллювия транзитными реками (типа Зеравшана, Нарына и др.). Даже при отсутствии абсолютного прогибания центральная часть долин-впадин испытывает значительное отставание от роста сопредельных хребтов-поднятий. Поэтому широко распространенным соотношением аллювия во впадинах является *вложение* разновозрастных толщ (А, 1, 3). Начало цикла накопления осадков (А, 2) сопровождается размывом аллювия (1), образовавшегося в предшествующий этап развития.

Отложения рек с ледниковым питанием (коррелятивные эпохе плейстоценового оледенения) часто характеризуются карбонатным цементом. В береговых

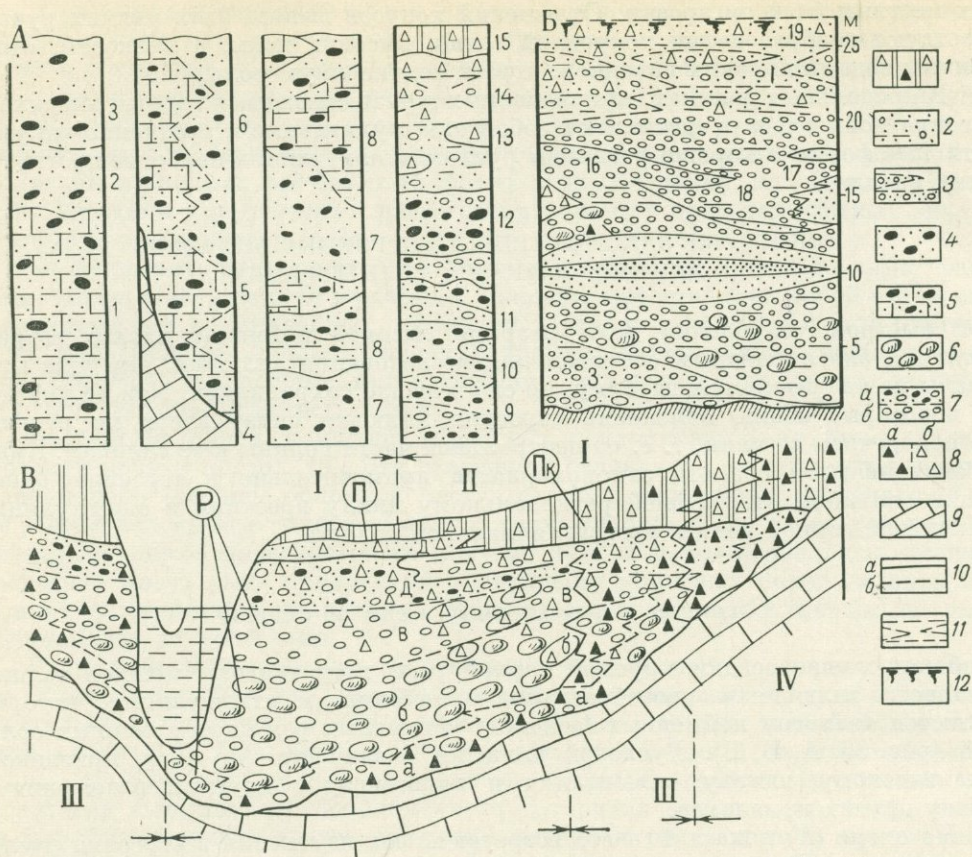


Рис. 36. Схемы строения аллювиальных отложений в разрезе высокой поймы и низких террас

А — строение руслового и пойменного аллювия сверху вниз по разрезу; Б — полевая зарисовка верхней части толщи аллювия с погребенными конусами выноса протоков; В — строение руслового, пойменного аллювия и покровной толщи в поперечном сечении реки. Полигенные толщи: 1 — покровная; 2—3 — покровно-пойменные (2 — верхняя, преимущественно супесчаная, 3 — нижняя гравийно-галечниковая с линзами фанлювы); русловый гравийно-галечниковый аллювий; 4 — рыхлый; 5 — сцементированный; 6 — валунно-галечниковый аллювий; 7 — аллювий (а — преимущественно песчано-гравийный, б — гравийно-галечниковый); 8 — плохо окатанные обломки пород (а — коллювий, б — фанлювий); 9 — дочетвертичные породы; 10 — границы (а — резкая, б — неясная); 11 — линзовидно-слоистое строение; 12 — почва. Цифры I—IV, 1—19 и буквы пояснены в тексте

обрывах вложение разновозрастных толщ бывает хорошо выражено вследствие различной степени цементации. Так, на более древнюю толщу, представленную конгломератом с известковым цементом (А, 1), с разрывом по неровной резкой границе ложатся более молодые и слабее сцементированные слоистые породы (А, 2—3).

В других случаях конгломераты в толще руслового аллювия имеют локальное распространение, связанное с разрывом коренного ложа реки или склонов долины, содержащих известковые (А, 4), глинистые и другие цементирующие породы. В этом случае одновременность отложения аллювия и его цементации не вызывает сомнения (А, 5—6).

Можно выделить и третий случай; если же в валунно-галечниковой толще цементация проявляется неравномерно и по простиранию рыхлый аллювий

(А, 7) сменяется крепким (А, 8), возможен и эпигенетический процесс образования линз и прослоев конгломератов, в связи с проникновением вод, насыщенных цементирующим веществом, в толщу руслового аллювия после его отложения.

Выдержанность толщ конгломератов и следы размыва на контакте с галечниками в ряде случаев принимаются за признаки, достаточные для возрастного подразделения толщ: конгломераты относят к древним породам цоколя террасы, перекрытой более молодым, рыхлым аллювием. Если же нижняя толща оказывалась неравномерно сцементированной, граница между разновозрастными валунно-галечниковыми отложениями становилась неясной.

Сложности подразделения монотонных толщ руслового аллювия заключаются еще и в том, что для вложенных и прислоненных террас нижние слои молодой толщи в значительной степени состоят из продуктов размыва нижележащей, т. е. более древней, толщи. При этом формируются однообразные валунно-галечниковые отложения, подразделения которых по возрасту сделать очень трудно.

В средней части разреза аллювий обогащается песчано-гравийным материалом (9). В некоторых обнажениях встречаются линзы (10) и крупные прослой (11) разнозернистого песка с включением гравия. Очевидно, это погребенные отложения подводных и надводных отмелей и пляжей (см. рис. 35). Основная же масса руслового аллювия часто приобретает неправильную горизонтальную слоистость, выраженную в чередовании слоев, обедненных и обогащенных крупными обломками (12).

В верхней части разреза аллювия количество песчано-гравийного материала возрастает, и строение толщи становится более пестрым. Наличие линз погребенных конусов выноса (13) свидетельствует о том, что материал, поступающий из устьев притоков в русло, не всегда полностью размывается и смешивается с аллювием главной реки (14). Особенно часто такие линзы встречаются на удалении от центральных районов долины. При завершении осадконакопления на пойме она перекрывается неаллювиальными отложениями (15).

Иногда в верхней части разреза аллювия (Б) очень ярко выражено линзовидное строение (16) и хорошо сохраняется вся погребенная долина притока (17) с его центральной более крупнообломочной частью (18). Самые верхние слои разреза (в данной зарисовке), по-видимому, уже соответствуют террасовой стадии развития и представляют собой покров фанлювиально-делювиальных пород (19).

А. А. Чистяков [83], Е. В. Шандер [89] и др. верхнюю часть толщи аллювия рассматривают как своеобразную горно-пойменную фацию, в которой супесчаные и суглинистые пойменные отложения представляют собой только заполнитель пустот в гравийно-галечниковом материале.

Линзовидное строение верхней части толщи горного аллювия, по-видимому, объясняется своеобразием осадконакопления в условиях рельефа протоков и межпроточных повышений на поверхности зарождающейся поймы. В частности, большое значение имеет процесс заполнения и частичного размыва в сквозных протоках со свободным стоком, а также погребение пойменных отложений в полузамкнутых протоках с затрудненным стоком и различных изолированных суффозионно-карстовых западинах и других понижениях на поверхности поймы (см. рис. 35).

Сравнение разрезов высоких пойм и низких террас крупных горных рек позволяет выделить еще одну редко встречающуюся форму залегания пойменного аллювия. Он сложен довольно выдержанными, но маломощными слоями

тонкого супесчаного и песчаного материала, реже суглинистого. Пойменный аллювий залегает на слоях с лизовидным строением и перекрывается покровной толщей. Местами пойменный аллювий включает редкие гальки транзитного материала, мелкие обломки местных плохо окатанных пород и погребенные конусы выноса притоков.

Таким образом, при всей сложности и разнообразии строения горного аллювия устанавливаются закономерные изменения его механического состава и слоистости снизу вверх по разрезу. Они обусловлены общей последовательностью формирования глубокого эрозионного вреза и его заполнения. Поэтому в течение одного эрозионно-аккумулятивного цикла и процесса образования отложений горной реки выделяются стадии осадконакопления. В зависимости от структурных условий и новейшего развития складок и разрывов, пересекаемых рек, некоторые из стадий могут значительно преобладать, другие, наоборот, являются редуцированными или вообще выпадают из общего развития. В случае полного развития регионального эрозионно-аккумулятивного цикла в геологической деятельности горной транзитной реки могут быть выделены следующие стадии и соответствующие отложения (В).

1. Стадия преобладающего размыва, или *инстративная*<sup>1</sup>; в это время происходит формирование новой долины, главным образом ее углубление и частичный или полный размыв предшествующих толщ. В последнем случае русло реки может врезаться в коренные породы. Если толщи в какой-то степени сохраняются, то на них ложится (вкладывается или прислоняется) нижняя часть более молодой толщи аллювия нового цикла осадконакопления. Этот аллювий по характеру своего накопления является *выстилающим*, или *инстративным*. Поэтому он представлен хорошо промытым обломочным материалом, наиболее крупным в данном сечении (В, а).

2. Стадия преобладающей аккумуляции, или *контративная*, является главной в данном эрозионно-аккумулятивном цикле. В течение этой стадии происходит накопление основной части аллювиальной толщи в условиях преобладания процессов заполнения ранее сформированного вреза и при незначительной, преимущественно боковой эрозии (В, б, в). Основным отличием контративного, или настилающего, аллювия является обилие мелкозема — песчано-суглинистого материала, заполняющего пустоты. Плохая сортировка и значительная мощность аллювия свидетельствуют о быстрой разгрузке отложений и заполнении уже сформировавшегося вреза. Снизу вверх толща становится мелкообломочной и в ней появляются линзы фанлювия и рассеянный обломочный материал, вымытый из конусов выноса, количество которого в верхней части возрастает (в).

3. Стадия динамического равновесия, или *перстративная*; она наступает непосредственно после заполнения нового вреза долины и происходит при преобладании боковой эрозии. В течение этой стадии обычно формируется толща, завершающая накопление аллювия. По характеру аккумуляции этот аллювий является *пересылающим*, или *перстративным* (В, г, д); здесь, среди транзитного материала накапливается в рассеянном виде и местный обломочный материал (г); аккумуляция руслового аллювия происходит при сезонном накоплении и последующем почти повсеместном размыве пойменного наилка. По мере повышения уровня аккумуляции роль местного материала в формировании толщи аллювия возрастает вплоть до условий захоронения конусов выноса притоков в присклоновых участках долин (Б).

<sup>1</sup> Стадии 1, 2, 3 — динамические фазы аллювия, по В. В. Ламакину [42].

В перстративную стадию заканчивается образование аллювиального покрова высокой поймы (д).

Дальнейший, террасовый, этап развития часто сопровождается накоплением отложений весьма значительной мощности, но их образование уже связано с эрозионно-аккумулятивной деятельностью притоков (не достигающих русла реки) и коллювиальными процессами (е).

Изменение строения и механического состава аллювиальной толщи (снизу вверх по разрезу) не везде выражено в равной степени. Так, во внутренней (I) геоморфологической зоне в области древнего оледенения и в перигляциальных условиях вся толща аллювиальных отложений выглядит монотонной и весь разрез обогащен пылеватым материалом. Во внешней (II) геоморфологической зоне, вследствие бурного течения рек, пылеватый материал быстро вымывается из аллювия и в экстрегляциальных условиях практически отсутствует. В зонах предгорий (III) и подгорно-равнинной (IV) отложения паводковых вод вновь обогащаются пылеватым материалом и вышеописанные толщи аллювия в значительной степени сохраняются.

Все эти закономерности проявляются отчетливо в отложениях транзитных рек, но хуже — в речках высокого порядка.

### *Строение аллювия в поперечном сечении долины*

Сравнительное изучение разрезов крупных и малых рек в горных сооружениях позволяет установить общие изменения строения аккумулятивного покрова в поперечном сечении пойм и террас. Они устанавливаются везде, но хорошо выражены в сравнительно узких долинах, ограниченных высокими и крутыми склонами (см. рис. 36, В). Воздымание склонов впадин-синклиналей (и впадин-грабенов) в сочетании с их значительной крутизной и активной глубинной эрозией определило неравномерное накопление аллювия в поперечном сечении долин. Соответственно выделяются характерные районы — пристрежневой (I) и присклоновой (IV) с различными типами разрезов. В центральных районах долин преобладает полный разрез руслового аллювия, в присклоновых же районах он может отсутствовать или участвовать в виде небольшой примеси к фанлювиальным и коллювиальным толщам.

Постепенное вытеснение русловых и пойменных отложений главной реки фанлювием притоков и коллювием происходит в пределах переходных участков: окраинно-русловом (II) и периферическом (III).

Для разрезов пристрежневого аллювия характерны монотонные большой мощности русловые валунно-галечниковые отложения (I). В окраинно-русловых разрезах, особенно в верхней части, развиты осадки протоков и отмелей; они встречаются и в пристрежневых разрезах (I), но здесь имеют более сложное строение с отчетливо выраженными прослойками и линзами (II). В центральных районах долин-впадин нижняя толща повсеместно представлена русловыми отложениями, которые формируют главную часть разреза. Верхняя толща характеризуется появлением рассеянных обломков местного материала и по неясной границе, чаще постепенно переходит в отложения, относимые к покровно-пойменным осадкам. В условиях стрежневого течения тонкий пойменный наилок играет роль заполнителя между гальками и валунами, образуя линзы и прослойки из более тонкого материала, отложившегося в условиях рельефа внешних протоков и прирусловых участков зарождающейся поймы (см. рис. 32). Покровная толща (неаллювиального генезиса) в этих разрезах (I

и II) практически не встречается. В окраинно-русловой части (Б, II) она образует фрагментарный покров, мощность которого возрастает только к присклоновым участкам долин. Преимущественное развитие покровная толща имеет на поверхности высокой поймы и на террасах. Обычно ее слагает супесчано-суглинистый и супесчаный материал с плохо окатанной галькой местных пород и щебнем.

В периферических (III) и присклоновых районах (IV) аллювий часто полностью замещается отложениями покровной толщи — осадками конусов выноса ручьев и маленьких речек (фанлювием) и коллювием склонов. Последний преобладает непосредственно у склонов (IV), а фанлювий — на некотором удалении (III). Эти отложения могут быть разновозрастными с аллювием, но обычно они перекрываются более молодыми генерациями покровной толщи сравнительно тонкого состава (суглинисто-супесчаного); отложения значительно обогащены у склона обломками щебня.

Сравнение отложений периферического (III) и присклонового (IV) участков долин позволяет установить следующие различия. Разрезы периферической части характеризуются наибольшей пестротой по сравнению со всей толщей аллювия; они имеют неяснослоистое, часто линзовидное строение, и в линзах встречаются плохо окатанные гальки фанлювия. Это указывает на уменьшение транспортирующих возможностей реки, т. е. на условия, благоприятные для накопления рассеянных обломков и линз местного щебенисто-галечникового материала.

В присклоновых разрезах (IV) окатанный транзитный материал почти полностью замещается делювиально-осыпными шлейфами. Фанлювий устьев притоков здесь имеет подчиненное значение. Непосредственно у склонов щебенисто-суглинистый материал насыщает всю толщу и может целиком замещать флювиальные отложения. Общая мощность покровной толщи в присклоновых участках значительно возрастает и ее состав становится более грубообломочным.

В изменениях строения аллювия в поперечном сечении долин исключительно большое значение имеет материал, приносимый притоками высоких порядков. В зависимости от мощности и скорости ее течения, отложения притоков либо рассеиваются, либо сохраняются. Степень их сохранности (для одного и того же сечения) в значительной степени зависит от характера сопряжения притока с главной рекой; это определяет положение осадков конусов выноса снизу вверх по разрезу и в поперечном сечении долины. Наиболее крупные речки-притоки прорезают русловой аллювий террас, пойм и отлагают конусы выноса непосредственно в русле реки. Здесь они обычно размываются, смешиваясь с транзитным аллювием. Иногда поступление фанлювия притока бывает настолько велико, что непосредственно у уреза воды накапливается большой конус, за которым как за экраном отлагаются сравнительно тонкие песчаные и даже супесчаные осадки отмелей и пляжей главной реки. При впадении притока происходит непосредственное сопряжение флювиальных осадков, которое сопровождается размывом конуса выноса.

Притоки с меньшей эрозивной активностью характеризуются иными соотношениями: *вложением* своих осадков в верхнюю часть руслового аллювия в виде линз иногда впоследствии частично переотложенных.

Большое количество притоков высокого порядка не успевает прорезать аллювий и размывает только покровно-пойменные толщи. Поэтому в многочисленных разрезах можно наблюдать как фанлювий притоков высокого порядка с размывом и по четкой границе ложится на нижние слои отложений поймы главной реки или непосредственно на русловой аллювий.

Конусы выноса сезонных ручьев и конусы накопления (гравитационного стока обводненных древовидных желобов) только с незначительным размывом накладываются на верхнюю часть отложений высокой поймы в ее присклоновых участках. Не успевая прорезать поверхность поймы, малодебитные ручьи блуждают, образуя плоские маленькие конусы. Эти наложенные конусы участвуют в строении самой верхней части отложений на поверхности покровной толщи террас.

В узких горных долинах и зоне предгорий покровная толща часто по мощности превышает аллювий реки, особенно в присклоновых разрезах. С ней связаны многочисленные находки фауны и флоры, а также накопление пылеватого суглинистого мелкозема даже в условиях крутосклонных долин. Поэтому полигенные отложения, слагающие покровы высоких пойм и террас, заслуживают специального описания.

### *Покровная толща пойм и террас*

Изучение покровных толщ представляет собой одну из актуальнейших, но наименее разработанных разделов четвертичной геологии горных стран. Все возрастные датировки террас и аллювия часто базируются только на определении возраста покровных толщ, так как именно здесь сосредоточены органические остатки и остатки орудий первобытного человека. Положение покровных отложений в виде толщ, завершающих разрезы аллювия, заставило многих исследователей относить их к пойменной фации горного аллювия. При этом ошибочно возраст покровной толщи отождествлялся с возрастом аллювия, выполняющего данный эрозионный врез.

Ниже лишь обращается внимание исследователей на сложность проблемы образования покровных толщ, определения их возраста и возможность его корреляции с возрастом денудационных форм и пород иного генезиса.

*Генезис покровных толщ.* В реках, приуроченных к крупным впадинам, долины которых разработаны по контакту различных пород, удается установить источник сноса обломочного материала и процесс формирования покрова горных террас и высоких пойм. Так, например, в долинах рек Иляка, Вахша, Сурхоба (Памир, Алай) и др. правые склоны (хребты Каратегинский и Алайский) на значительном протяжении сложены исключительно метаморфическими и магматическими породами палеозоя, а левые склоны — породами мезозоя, ярко окрашенными в малиновые и красно-бурые тона. В этих долинах покровная толща резко отличается по цвету от подстилающих светло-серых транзитных аллювиальных отложений реки. На левом берегу она представлена супесями и суглинками грязно-бурого цвета, с плохо окатанными обломками местных (мезозойских) пород; на правом берегу ее образуют светло- и палево-серые суглинки, залегающие по четкой границе на сером аллювии реки. Там, где реки (Сурхоб и др.) подмывают правый берег (в связи с общим перекосом долины-впадины) видно, что покровная толща сокращается в мощности и ее замещает русловой аллювий. Крупность окатанных обломков также возрастает в этом направлении, а количество мелкозема, преобладающее в периферических разрезах, уменьшается.

Обломки в покровной толще представлены местными породами, слагающими в данном поперечном сечении склоны главной реки и долины притоков высоких порядков. Это позволяет считать, что в отличие от аллювия покровная толща образовалась в результате *поперечного сноса*, т. е. сноса со склонов

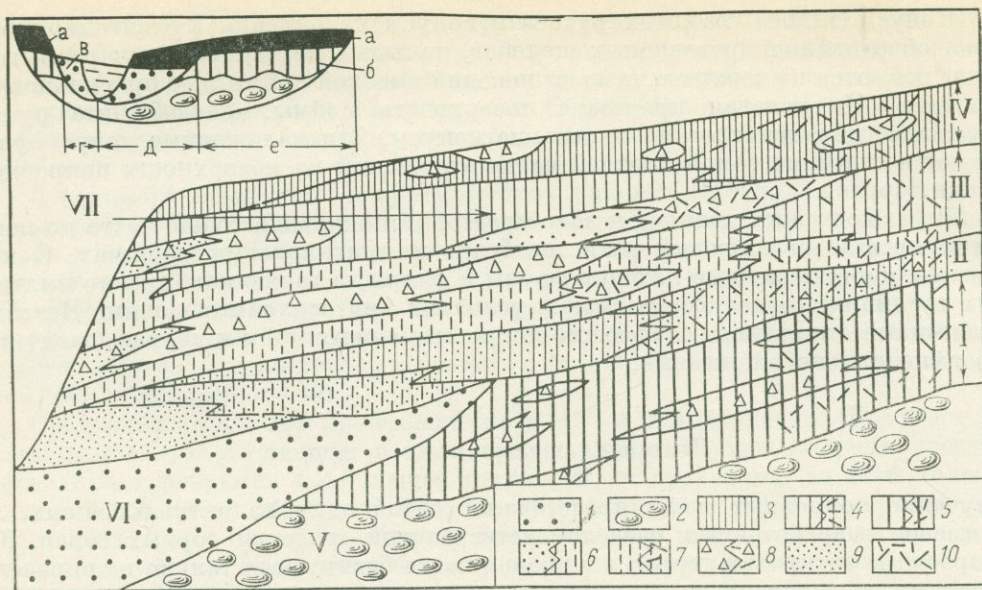


Рис. 37. Схема строения полигенной покровной толщи на поверхности пойм и террас горных рек

Русловой аллювий: 1 — молодой, 2 — древний. Полигенная покровная толща мелкозема: 3 — преимущественно пролювиально-делювиальная, 4 и 5 — покровно-полигенная, преимущественно пролювиально-аллювиальная (4 — молодая, 5 — древняя). Отложения поймы: 6 — грубые, 7 — тонкие. Линзы фанлювия (горно-долинного пролювия): 8 — щебенисто-галечникового, 9 — песчаного; 10 — коллювиальные отложения. Цифры I—VII и буквы а—е пояснены в тексте

к центру долины коллювия и фанлювия маленьких притоков. Формирование покровных толщ на поверхности пойм и террас происходит с последующим многократным частичным размывом, переотложением древних покровов и наложением более молодых осадков. В общем случае в условиях полного развития и хорошей сохранности покровных отложений можно выделить следующие характерные черты их строения.

На рис. 37 показаны разновозрастные толщи (I—IV), а также геоморфологическая позиция покровов (а, б, в) в поперечном сечении пойм (г) и террас (д, е). Покровные отложения (а, в) по резкой границе залегают на аллювий пойм (г), преимущественно в присклоновых участках, но особенно большие толщи накапливаются на поверхности террас горных рек (д, е). Покровная толща на рассматриваемом разрезе представлена разновозрастными слоями, образование которых связано с несколькими этапами осадконакопления. Каждая новая генерация покровных отложений (а, б, в) может перекрывать более древний и разновозрастный аллювий (е, д). Геоморфологические соотношения разновозрастных покровных толщ и аллювия зависят от строения долины и типа террас (эрозионные, эрозионно-аккумулятивные, прислоненные, вложенные или наложенные). В данном примере рассматривается строение трех генераций покровной толщи, развивающихся на поверхности аккумулятивных вложенных террас.

В общем, толщи сложены супесчано-суглинистыми отложениями с рассеянной по разрезу щебенкой местных пород, а также с линзами и прослойками фанлювиальных отложений конусов выноса притоков. К склонам количество

коллювиального материала возрастает. Снизу вверх по разрезу увеличивается и количество пылеватого мелкозема.

В основной массе суглинисто-супесчаная составная часть покровной толщи не представляет собой отложений паводковых вод транзитной реки. Главным источником мелкозема являются пылеватые частицы, вымытые дождевыми водами и тающим снегом из грубообломочных коллювиальных отложений склона, поэтому можно считать, что образование покровных толщ генетически связано с делювиальными процессами на сопредельных склонах. Подчиненное значение имеют пылеватые суглинки и супеси, входящие в состав покровных толщ и представляющие собой периферические части фанлювиальных конусов притоков.

Первичная гравитационная дифференциация и выделение мелкозема осуществляется при его перемещении по желобам обводненных древовидных осыпей и руслам ручьев, которые расчленяют поверхность склонов горных долин. Наибольшей активностью процесс формирования покровной толщи обладает в периоды таяния снегов, когда все склоновые отложения обводнены и плоскостной смыв пылеватых частиц протекает очень интенсивно. В это время поверхности высоких пойм и террас покрываются новыми слоями мелкозема, отложенного безруслыми блуждающими струями. В периоды весенних и осенних дождей накопление покровной толщи также активизируется.

Все неаллювиальные отложения, формирующие покровную толщу, часто имеют неясно выраженную слоистость. Она намечается на участках сезонного обогащения пылеватых суглинков щебенкой коллювия и рассеянным материалом фанлювия, а иногда погребенными недоразвитыми почвами.

Помимо сравнительно мелкой слоистости, обусловленной сезонными и более длительными изменениями климата, в покровных отложениях выделяются толщи, обусловленные (и по времени коррелятивные) основным эрозионно-аккумулятивным циклом главной реки. В рассматриваемом примере в присклоновых районах разреза выделяются наиболее древние толщи (I, II). Формирование нижней толщи (I) соответствует завершению эрозионно-аккумулятивной деятельности реки и заполнению регионального циклового вреза с толщей аллювия (V). Геоморфологическая обстановка накопления покровной толщи (I) отвечает пойменному этапу развития, а толщи II — переходу поймы к террасовому этапу развития. Поэтому в строении этих толщ могут участвовать и отложения пойменного аллювия.

После превращения поймы в низкую террасу продолжается накопление только неаллювиальных покровных отложений. Так формируется присклоновая часть следующей толщи (II), которая уже соответствует образованию нового вреза данной реки и его заполнению аллювием (VI). По мере углубления новой долины (VI) высота (относительно уреза воды) молодой террасы (V) увеличивается. В связи с этим часть притоков уже не успевает ее прорезать. В различной степени размывая покровную толщу (II и реже I), притоки откладывают конусы выноса на поверхности этой террасы и потом перекрываются гравитационно-делювиальными отложениями. В разрезе покровных толщ фанлювий притоков, не достигших главной реки, сохраняется в виде вложенных линз плохо окатанного местного материала или (при неясных размытых границах конуса) в виде участков, обогащенных фанлювиальными отложениями.

Аналогично образуются и более молодые толщи покровных отложений (III—IV); нижняя (III) соответствует этапу образования нового вреза и накопления более молодой толщи аллювия главной реки, а верхняя (VII) — переходу следующей высокой поймы в низкую террасу.

В связи с последовательным углублением долин и соответствующим увеличением относительности высоты террас все большее число притоков откладывает свои осадки на поверхностях древних террас, в различной степени размывая и переоткладывая верхнюю часть покровных отложений. В высоких террасах разрез часто венчается слоем, представляющим собой сезонные отложения периферических частей конусов выноса обводненных осыпей и делювиальных плащей (IV). Этот слой имеет сравнительно тонкий состав, неясно выраженные почвенные горизонты. Фанлювиальный материал здесь присутствует лишь в виде рассеянных включений крупнозернистого песка и гравия.

Следовательно, покровные толщи имеют сложное гравитационно-делювиально-фанлювиальное происхождение. В зависимости от преобладания одного из перечисленных компонентов данного парагенетического комплекса, механический и литологический состав, цвет и другие характеристики покровной толщи могут значительно отличаться друг от друга.

В пригляциальной горной области вынос мелкозема из коллювия и его отложение на поверхности пойм и террас особенно широко распространен. Здесь на горных склонах и наклонных водоразделах в результате подснежного выветривания и солифлюкции формируются основные массы пылеватого материала, заполняющего пустоты в щебне осыпей.

В экстрагляциальной горной области пылеватая суглинистая часть покровной толщи образуется в неблагоприятных условиях, так как на крутых горных склонах и в более теплом климате отложения конусов выноса ручьев и коллювий обеднены мелкоземом.

Таким образом, изучение разрезов аллювия и покровных толщ крупных транзитных рек горного сооружения позволяет утверждать полигенное происхождение значительной части аккумулятивного чехла горных пойм и террас. Это особенно справедливо для покровных отложений, имеющих сложное, преимущественно фанлювиально-коллювиальное происхождение.

#### АККУМУЛЯТИВНЫЙ ПОКРОВ И РЕЛЬЕФ ГОРНЫХ ТЕРРАС

Наиболее полно аллювий террас представлен в частных впадинах, где он может достигать значительной мощности. В истоках рек их деятельность еще слабо развита, и на поверхности узких уступов террас накапливаются преимущественно различные склоновые отложения и фанлювий конусов выноса притоков. В среднем течении, в экстрагляциальной области, резко преобладает эрозионная деятельность рек, и поэтому мощность горного аллювия сравнительно невелика, а в толщах преобладает грубообломочный материал. Здесь ярко выражены особенности его формирования и отличия от аллювия равнинных рек платформенных областей. Поэтому ниже описывается строение типичного аккумулятивного покрова террас экстрагляциальной области в поперечном сечении плоскодонной долины транзитной реки (рис. 38, А) и ущелистой долины малой реки (рис. 38, Б). Для каждой из них показано строение различных участков: присклоновых (I), промежуточных (II) и центральных — прирусловых (III).

На уступах террас ущелистых долин наиболее широко распространены присклоновые типы разрезов (I). Часто встречаются и разрезы промежуточного типа (II). Значительно реже в горных долинах сохраняются отложения центральных участков русла (III). Эти типичные неблагоприятные условия консервации древнего аллювия необходимо учитывать при изучении аккумуля-

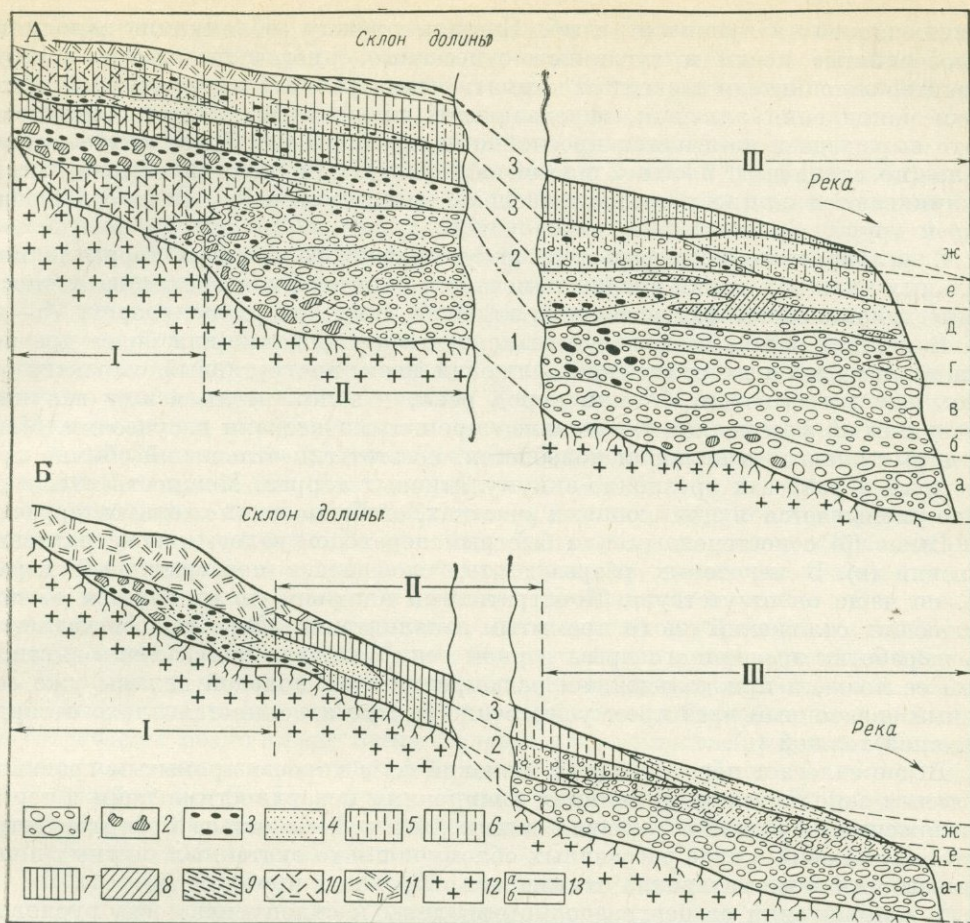


Рис. 38. Схема строения аккумулятивной толщи горных террас

Гравийно-галечниковый аллювий с глыбами: 1 — крупнообломочный транзитный; 2, 3 — местный (2 — коллювий, 3 — фанлювий); 4 — разнозернистый песок. Покровы: 5 — супесчаные; 6, 7 — суглинистые (6 — легкие, 7 — тяжелые); 8 — суглинки нелёссовидные; 9 — суглинистые периферические части малых конусов выноса и конусов накопления гравитационно-делювиальных плащей. Разновозрастные гравитационные отложения: 10 — древние; 11 — молодые; 12 — коренные породы; 13 — типы переходов (а — резкие, б — постепенные). Цифры I—III, 1—3 и буквы а—ж пояснены в тексте

тивного покрова, так как в широко распространенных присклоновых обнажениях главной реки аллювиальные отложения могут отсутствовать. Там, где террасы достигли максимальной ширины, прирусловые разрезы наиболее полно представлены.

В общем случае в аккумулятивной толще террас выделяются три характерные части: нижняя, сложенная русловым аллювием (1), средняя — переходная, состоящая отчасти из русловых и в основном из полигенных отложений пойм (2) и верхняя — покровная неаллювиального генезиса (3).

**Русловые отложения.** В долинах крупных транзитных рек, приуроченных к горным впадинам, накапливаются толщи руслового аллювия значительной мощности. В разрезах центральных участков русловой аллювий представлен крупногалечниковым и гравийно-галечниковым материалом, различно окатанным,

с включением валунов и глыб. Пустоты между обломками заполняют разнозернистые пески и суглинисто-супесчаные, иногда пылеватые породы. Характер заполнителя зависит от климатических условий и структурной обстановки накопления аллювия, определяющей продольные уклоны. Слоистость плохо выражена и намечается прослойками крупного или более мелкого материала (по сравнению с общей массой обломков). Эти участки обычно быстро выклиниваются по простиранию и располагаются кулисообразно по отношению друг к другу.

В условиях полного развития аккумулятивного покрова террас в центральных участках долин-впадин намечается определенная последовательность смены динамических фаз в толщах аллювия снизу вверх по разрезу (а—д).

В нижней части, на контакте с коренными породами (или более древней толщей четвертичных отложений) аллювий носит инстративный характер (а). Здесь еще встречаются обломки пород реки, и заполнитель между валунно-галечниковым материалом представлен промытыми песками и супесями. Мощность выстилающего аллювия колеблется, но этот тип отложений обычно присутствует в разрезах эрозионно-аккумулятивных террас. Мощность толщи (а) резко уменьшается в приклоновых участках, особенно во вложенных террасах.

Выше (б) с постепенным или быстрым переходом залегают констративный аллювий (в). В некоторых разрезах этот слой носит перстративный характер, но чаще он отсутствует. Констративный аллювий (в) отличается от подстилающих отложений плохо промытым заполнителем. Создается впечатление, что выработка эрозионного вреза горной реки сопровождается лишь выстиланием ее ложа, а при дальнейшем расширении этой молодой долины уже созданный эрозионный врез преимущественно быстро заполняется плохо отсортированной толщей (в).

Выше залегают перстративный аллювий (г) с хорошо промытым гравийно-песчаным заполнителем. В долинах с широкими поверхностями пойм и террас в отложениях руслового аллювия толщи (г) в районе устьев притоков встречаются фанлювий в виде рассеянных обломков плохо окатанных местных пород и линзы песчаного материала отмелей и прибрежных протоков (в).

В направлении от центра долины-впадины к склону мощность руслового аллювия уменьшается (А, II) и последний обогащается фанлювиальными и коллювиальным материалом; при значительных уклонах дна долины вся толща (I) может полностью выклиниваться в пределах присклонового участка (А, III).

В реках с ледниковым питанием констративный аллювий в значительной степени обогащается мелкоземом. Для древних террас эпохи максимального и последнего оледенения заполнитель в галечниковых толщах настилающего аллювия обогащен суглинистым материалом. Как и в разрезах предгорного аллювия, накопление основной массы аллювия в горной долине-впадине сопоставляется с межледниковьем, а выработка эрозионного вреза — с поднятием и расширением горного оледенения в истоках реки.

В долинах малых рек мощность руслового аллювия (I) сокращается. Даже в прирусловых — центральных участках долины (III) толщи становятся более однообразными с преобладанием валунно-галечникового материала в нижней и гравийно-галечникового с песчаным заполнителем в верхней частях (Б, III). В присклоновых и промежуточных разрезах эрозионно-аккумулятивных террас (Б, I и Б, II) при значительной крутизне поверхности коренного ложа русловой аллювий часто замещается фанлювием притоков и коллювием.

В условиях сокращенных разрезов руслового аллювия его подразделение на вышеописанные толщи затруднительно.

*Пойменно-русловые и покровно-пойменные отложения.* В долинах крупных рек с плоским дном (А) русловой аллювий и покровные отложения иногда объединяются переходной толщей (III, д). Она представлена в нижней части осадками прибрежных протоков зарождающейся поймы, а в верхней — осадками низкой и высокой пойм в парагенезе с конусами выноса притоков.

При прослеживании пойменно-русловых отложений террас от центральных районов (А, III) к промежуточным (А, II) более отчетливо видно их линзовидное строение. Это, по-видимому, обусловлено возрастающей ролью местной разгрузки обломочного материала, который поступает со склонов и из устьев крупных притоков (А, II).

В присклоновых участках (А, I) встречаются сохранившиеся от размыва линзы конусов выноса притоков. Они выделяются по характерной слоистости и четким линзовидным очертаниям, подчеркнутым обилием плохо окатанного местного коллювиального материала. Для долин с V-образным сечением переходная толща не характерна, она значительно редуцирована или отсутствует (Б). В чистом виде она редко встречается даже в крупных долинах-впадинах транзитных горных рек (А).

Пойменные отложения обладают незначительной мощностью и редко сохраняются в разрезах террас. В условиях, благоприятных для консервации (нижняя часть долины), они представлены песчаными, реже супесчаными отложениями с прослоями гравия и гальки, рассеянной в толще. Во внешних участках (А, III) выделяются осадки протоков, во внутренних (А, I и II) преобладают линзы и прослойки фанлювия вложенных конусов выноса притоков.

В долинах малых рек (Б) и на ущелистых участках создаются неблагоприятные условия для накопления и сохранения пойменного аллювия. Здесь он встречается редко в виде тонкого слоя и в большинстве разрезов сохраняется только как заполнитель верхней части покровно-пойменной толщи (д, г). В промежуточных (Б, II) и присклоновых участках разрезов (Б, I) русловой (1) и пойменный (2) аллювий замещается фанлювием притоков и коллювием склонов, образующих покровную толщу (3).

*Покровные отложения.* Самая верхняя и наиболее значительная часть разреза террас имеет более однородное строение. Она представлена разновозрастным полигенным щебенисто-суглинистым материалом (ж), более песчаным и маломощным в центральных участках долин (А, III). В присклоновых районах покров достигает большей мощности и обогащается щебнем и реже глыбами (А, I).

В долинах малых рек обычно сохраняются только покровные толщи в присклоновых участках (А, I и II). Они образуют значительную часть разреза террас горной долины и представляют собой породы в основном неаллювиального генезиса. К сожалению, эти полигенные образования иногда принимают за пойменный аллювий террас главной реки, и особенности его строения ошибочно приписывают аллювиальным осадкам.

В связи с металлоносностью горного аллювия правильная расшифровка генезиса толщ на поверхности горных террас имеет большое значение. Особенно следует учитывать различный возраст покровных неаллювиальных толщ, который иногда ошибочно отождествляется с возрастом аллювия. Сложность вопроса и необходимость его решения при стратификации аллювия по геоморфологическим данным заставляет рассмотреть относительный возраст покровов.

*Возраст покровных толщ.* Начало отложения неаллювиальных пород на аллювии данного цикла эрозии начинается еще на поверхности пойм. Формирование основной массы покрова соответствует террасовой стадии развития

данной поверхности и более поздним циклам расчленения. В условиях горных сооружений отложению покровной толщи иногда предшествует размыв, формирование промежуточного вреза и его заполнение русловым аллювием. Этот этап имеет различную длительность. Поэтому покровная толща может залегать по резкой и неровной границе на нижней части аллювия, представленного хорошо промытыми валунно-галечниковыми русловыми отложениями, или на коренных породах склона.

При значительных уклонах рек на склонах хребтов-поднятий и особенно в сквозных ущелистых долинах боковая эрозия и некоторый размыв аллювия в пределах старого эрозионно-денудационного вреза всегда предшествует началу нового этапа расчленения и интенсивного углубления долины. При формировании промежуточного вреза преимущественно перерабатывается верхняя часть древнего вреза без накопления покровных отложений. Накопление покровной толщи может начаться только после разработки рекой нового вреза при глубине новой долины, которая исключает возможность размыва паводковыми водами мелкозема покровной толщи.

По полноте процессов аккумуляции флювиальный цикл может быть завершенным и незавершенным. Завершенный цикл соответствует образованию полного набора фаций аллювия (пойменной и русловой) и их значительному развитию; такой эрозионно-аккумулятивный цикл характерен только для прогибающихся горных долин-впадин. Незавершенный цикл преобладает в долинах, секущих воздымающиеся хребты. Поэтому граница аллювия и покровной толщи определяется не только величиной постседиментационного размыва, но и характером осадконакопления в течение предшествующего эрозионно-аккумулятивного цикла. Сложность возрастных соотношений заключается еще и в том, что покровная толща на поверхностях различных террас продолжает наращиваться вплоть до современной эпохи включительно. Поэтому органические остатки, свидетельствующие о возрасте данного слоя покровной толщи, нельзя использовать для непосредственной датировки аллювия и рельефа.

Устанавливается определенная последовательность формирования аллювия и покровных толщ на поверхностях террас: 1) образование эрозионного вреза и его выполнение аллювиальными толщами; 2) перестилание аллювия, а в условиях сквозных и эрозионных ущелий частичный размыв аллювия, образование промежуточного вреза часто со ступенчатым сужением долины; 3) многократное дальнейшее перетолжение покровных образований, залегающих непосредственно на разновозрастных древних эрозионно-денудационных уступах склонов и их перемещение с высоких на низкие уровни.

Таким образом, основные трудности установления возраста аллювия (даже при находках, позволяющих определить возраст покровов) заключаются в выяснении интервала времени между накоплением этого аллювия и формированием покрова на поверхности соответствующей поймы (или террасы).

В развивающихся грабенах и синклиналиях соотношения между центральными и присклоновыми участками одновозрастных долин-впадин еще более сложные, и положения присклоновых и центральных разрезов могут значительно различаться по высоте.

*Постседиментационные изменения покрова террас.* Степень сохранности покровных и аллювиальных отложений тесно связано с последующей денудацией аккумуляцией на поверхностях террас, особенно в присклоновых участках горных долин. Интенсивная глубинная эрозия и значительный наклон их поверхностей способствуют глубокому и дробному расчленению. Это сопро-

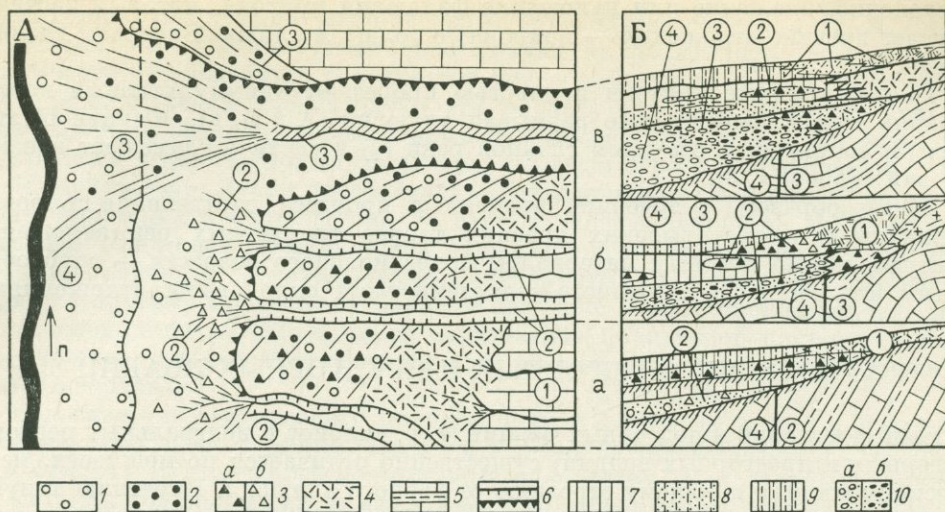


Рис. 39. Схема постседиментационного изменения покрова террас главной долины в устьях притоков

А — общий вид в плане, Б — сечение присклоновых участков главной долины  
 1 — аллювий главной реки; 2 — фанлювий крупного притока; 3 — фанлювий конусов выноса притоков высокого порядка (а — древних, б — современных); 4 — коллювиальные накопления обводненных древовидных осыпей; 5 — коренные породы; 6 — обрывистые склоны долин различного порядка; 7 — отложения покровной толщи (материал конусов накопления обводненных осыпей); 8 — щебенисто-супесчаный; 9 — пылеватый суглинисто-супесчаный; 10 — суглинисто-щебенистые коллювиальные отложения (а — молодые б — древние). Цифры 1—4 и буквы а—в пояснены в тексте

воздается полным или частичным разрушением аллювиальных толщ и их замещением фанлювием притоков различных порядков. Расчленение поверхности террасы (при прочих равных условиях) зависит от водообильности притоков. Можно указать на следующие соотношения главной реки и ее притоков.

На рис. 39 в плане (А) и продольном сечении долин-притоков (Б) показаны различные постседиментационные изменения покрова террас в приустьевых частях обводненных древовидных осыпей и ручьев (а), маленьких речек (б) и крупных притоков (в). В связи со значительной расчлененностью террас эти постседиментационные изменения не являются локальными, а распространены повсеместно и определяют современное строение всего покрова.

В присклоновых участках главной долины на местных водоразделах между желобами осыпей (а) происходят преимущественно делювиально-гравитационные процессы и накопление коллювия. Лишь местами имеет место его частичное переотложение и вынос (А, Б, а). У склонов конусы накопления часто налегают на эрозионную поверхность древних пород, в прирусловых участках коллювий накладывается или вкладывается в размытую покровную толщу; выделение коллювиальных конусов в разрезах обычно не представляет особых трудностей вследствие плащеобразного залегания, быстрого погребения материала в направлении к склону и обилия угловатых обломков местных пород (а, 1).

Маленькие речки вследствие большой скорости течения уже частично прорезают аккумулятивный покров террасы и отлагают свои осадки на размытый аллювий террасы или на поверхности нижерасположенных пойм (А и Б, б). В зависимости от степени расчленения аллювия террас происходит

прислонение, вложение или наложение фанлювия притока, который частично замещает древние отложения — покровную толщу и аллювий террас главной реки (б, 2).

Только крупные притоки полностью прорезают аккумулятивный покров и доколь террас, значительно размывая аллювий (А и Б, в). Фанлювий этих речек (3) сопрягается с руслом главной реки (4) и частично замещает древний аллювий террас (в, 3).

Таким образом, с течением времени в процессе расчленения покровно-аллювиальная толща высоких древних террас транзитных рек замещается преимущественно местным материалом более молодого возраста — грубообломочным фанлювием и щебенисто-мелкоземистыми склоновыми отложениями.

## 2. АЛЛЮВИЙ МЕЖГОРНЫХ И ПРЕДГОРНЫХ ВПАДИН

Аллювий предгорий и подгорных равнин (т. е. склонов и центральных регионов межгорных и предгорных впадин) существенно отличается по мощности, механическому составу и общему строению от горного аллювия. Изучению аккумулятивного покрова террас в долинах-впадинах горной страны большое внимание уделяли среднеазиатские геологи и географы — Н. П. Васильковский, Ю. А. Скворцов и др. Они подчеркивали полигенетическое происхождение толщ, но детали строения и, в частности, генезис мелкозема на поверхности

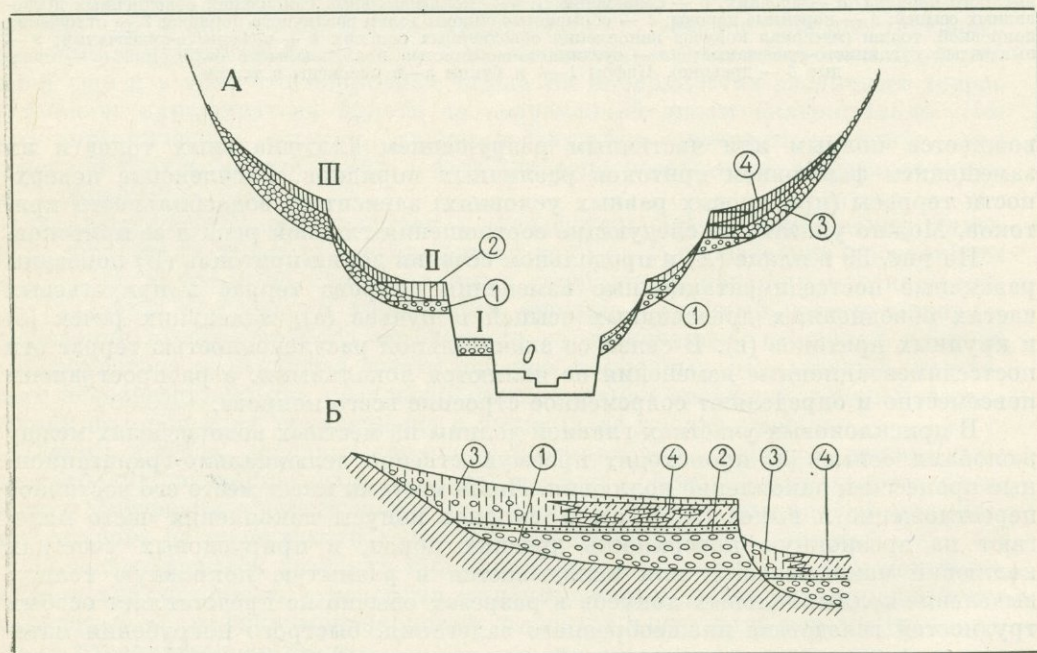


Рис. 40. Строение аккумулятивной толщи террас горных рек во внешних районах горной области и в предгорье

А — поперечное сечение речной долины (по Ю. А. Скворцову) с тремя разновозрастными толщами на уступах террас, (I, II, III), сложенных русловым (1) и пойменным (2) аллювием, отложениями склонов (3) и покровной толщей (4). Б — соотношения руслового аллювия (1), пойменного аллювия (2), делювия (3) и пролювия (4) в речной долине (по Н. П. Васильковскому)

террас горных рек упомянутыми авторами объясняется различно. Ю. А. Скворцов считал, что тонкий суглинистый наилок на поверхности пойм и террас соответствует отложениям паводковых вод — пойменной фации (рис. 40, А). Н. П. Васильковский рассматривал эти образования как результат деятельности главным образом делювиальных процессов (рис. 40, Б). По-видимому, оба процесса имеют место, но территориально они строго разграничены.

В горном сооружении преобладает образование тонкого наилка (покровной толщи) примерно в соответствии со схемой, предложенной Н. П. Васильковским. На обширных пространствах низких подгорных равнин этот процесс протекает иначе, и в формировании суглинистых и супесчаных отложений (наряду с другими процессами) большое значение приобретает выпадение мути из паводковых вод. Поэтому здесь образование полигенной покровно-пойменной толщи происходит отчасти в соответствии с представлениями Ю. А. Скворцова.

Строение аккумулятивного покрова пойм и террас различно для древних и современных речных долин. Древние отложения преобладают в предгорьях и на склонах внутридепрессийных возвышенностей. В подгорных равнинах они скрыты под молодыми аллювиально-пролювиальными толщами. Поэтому описание погребенного аллювия и его парагенетических сочетаний в подгорных равнинах приводится ниже в специальном разделе.

#### АЛЛЮВИЙ ПРЕДГОРИЙ

На склонах долин предгорья и долин, ограниченных внутридепрессийными хребтами-поднятиями, в естественных обнажениях встречаются главным образом присклоновые разрезы и значительно реже центральные (рис. 41).

В центральных (наиболее полных) разрезах террас предгорий снизу вверх выделяются следующие толщи. В основании выходит русловой аллювий — различно сцементированные конгломераты, состоящие из гальки экзотических пород (1). На границе русловых (1) и покровных (3) отложений часто выделяется промежуточный слой (2) непостоянной мощности. Он представлен супесями и грубозернистыми песками, обогащенными включениями мелкой гальки и гравия, а в нижней части — гравийно-галечниковым материалом. Этот слой, по-видимому, представляет собой отложения зарождающихся и низких пойм. Для нижней части пойменных отложений характерны отчетливые границы с русловым аллювием (конгломератами, галечниками и др.). Для верхней части в большинстве случаев устанавливается постепенный переход к вышележащей пойменно-покровной толще. Последняя часть сложена лёссовидными опесчаненными суглинками (3). Возможно, они представляют собой парагенез осадков паводков высоких пойм и пролювиально-делювиальных отложений. Еще выше (4 и 5) и представляет собой русловой и пойменный аллювий малого притока главной реки, вложенный в древнюю толщу. Повсеместно верхняя толща (5) перекрывается наиболее молодой (в данном разрезе) покровной толщей пролювиально-делювиального генезиса (6).

В присклоновых разрезах предгорий крупнообломочные русловые фации часто отсутствуют или представлены маломощными гравийно-галечниковыми слоистыми отложениями, на которые с резкой границей налегают лёссовидные суглинки с супесчаными линзами. Последние тяготеют к контакту между осадками русловой и пойменной фации и практически не встречаются в верхней

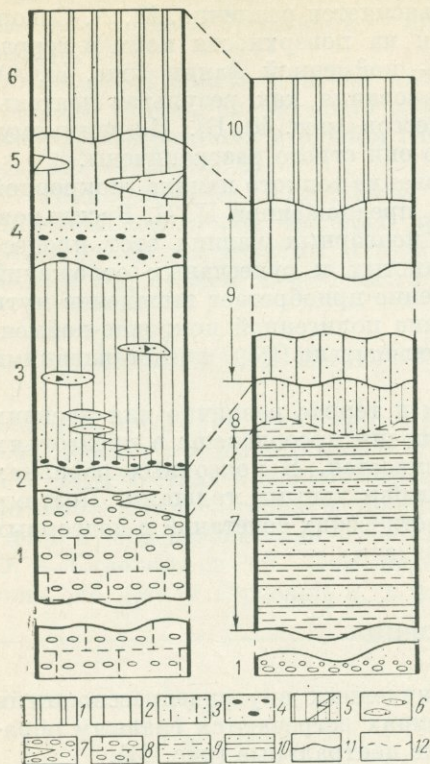


Рис. 41. Строение толщи древних террас предгорья и подгорных равнин, полевые зарисовки

Лёссовидные суглинки: 1 — покровной толщи; 2 — верхней части покровно-пойменных отложений; 3 — лёссовидные супеси; 4 — линзы погребенного фанлювия; 5 — лёссовидный суглинок нижней части покровно-пойменных отложений, местами опесчаненный; 6 — песчано-гравийные линзы погребенного фанлювия; 7 — русловый аллювий; 8 — русловый аллювий, слабо сцементированный. Пестроцветные красно-бурые и сине-зеленые песчано-глинистые отложения: 9 — тонкослоистые; 10 — грубослоистые. Границы между толщами: 11 — резкие; 12 — постепенные. Цифры 1—10 полнены в тексте

ных и мелкогалечниковых; б) характером залегания слоев — горизонтальным, косым, волнистым и т. п.; в) изменением окраски (бурой, зеленовато-серой).

В образовании древней покровно-пойменной толщи (8 и 9), по-видимому, существенное значение имел пойменный аллювий, выпавший при высоких паводках. В плейстоцене, в условиях сурового климата и значительного увлажнения развивались паводки весьма длительные в начале межледниковых эпох при массовом таянии льдов и снежников. Эти климатические условия способствовали широким разливам и выпадению пылеватого наилка. В формировании полигенной суглинистой толщи также участвовали древние пролювиальные и делювиальные отложения, которые местами формировались в пригляциальных и близких к ним условиях.

части разреза. Мощность покровно-пойменных суглинков увеличивается, а их запесоченность уменьшается. На эти отложения с размывом налегают либо более молодой аллювий, либо конусы выноса притоков (фанлювий). Последний обычно представлен суглинками и лишь в редких случаях пылеватой супесью. Присклоновый разрез венчается мощной покровной толщей, представленной светло-палевыми лёссовидными суглинками, пористыми и неравномерно уплотненными.

В высоком предгорье сохраняются преимущественно разрезы присклоновых участков древних долин, в которых практически отсутствуют осадки русловой фации. В низком предгорье шире распространен разрез аллювиальной толщи с двучленным строением. Склоны, объединяющие поверхности высоких и низких террас, бывают перекрыты более молодыми отложениями — делювиальными и делювиально-фанлювиальными. Эти полигенные плащи образовались в процессе размыва и переотложения более древних покровных толщ при воздымании склонов древних долин-впадин.

В направлении к подгорным равнинам древние русловые отложения быстро изменяют свой гранулометрический состав. Гравийно-галечниковые отложения (1), в которых часто встречаются линзы фанлювия, по мере удаления от гор замещаются мощными, преимущественно песчанистыми и гравелито-песчаными и супесчаными толщами (7). Снизу вверх по разрезу русловые отложения становятся более тонкими. Слоистость определяется различными особенностями строения толщ: а) чередованием пород — глинистых, песчаных, гравий-

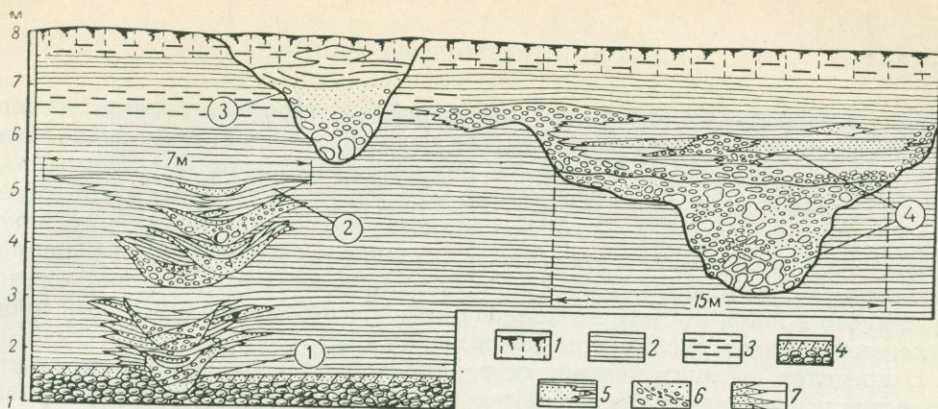


Рис. 42. Схема соотношения фанлювия разновозрастных притоков с отложениями покровно-пойменной толщи главной реки

1, 2, 3 — разновозрастные толщи руслового аллювия; 4 — нерасчлененные покровно-пойменные отложения; 5, 6 — разновозрастный фанлювий; 7 — вложение фанлювия притока в отложения главной реки. Цифры 1—4 пояснены в тексте

Более молодую покровную толщу (10) и древние покровно-пойменные отложения (8, 9) не всегда удается подразделить. Для верхней части разреза (9, 10) типичны монотонные суглинки, часто лёссовидные — в основном отложения периферических частей конусов выноса и делювиальных шлейфов. Они образуют толщи значительной мощности и однообразное строение нарушается только ярко выраженным и в разрезах погребенными и вложенными конусами выноса притоков (рис. 42).

Характер вложения фанлювия притоков в покровно-пойменную толщу зависит от скорости течения главной реки. В условиях подгорных равнин в покровно-пойменной толще в большом количестве встречаются линзы и прослойки разновозрастного фанлювия. В русловом аллювии линзы фанлювия отсутствуют и лишь изредка сохраняются от размыва в самой верхней части разреза (1). Различаются сингенетичные и эпигенетичные отложения притоков.

Сингенетичные притоки и их осадки развивались одновременно с процессом накопления покровно-пойменных отложений главной реки. Так, например, в естественных обнажениях можно наблюдать возникновение, развитие и иссякание малых притоков главной реки (1, 2). В начале притоки сопрягались с руслом главной реки или прорезали нижнюю часть покровно-пойменных отложений. Их отложения по резкой границе вкладывались в русловые и пойменные осадки главной реки. С течением времени, уже в покровно-пойменной толще, потоки иссякали и галечниковый материал вверх по разрезу сменялся песчаным и суглинистым (2).

Близкое развитие отмечается и для эпигенетичных притоков, вложенных в верхнюю часть покровно-пойменных отложений главной реки (3 и 4). Характерной чертой строения материала, заполняющего русла более крупных погребенных долин, является обилие обломков угловатых очертаний местного происхождения и наличие глинистых окатышей. Эпигенетические — более поздние отложения (4) образовались уже в начале расчленения поверхности террасы при новом цикле эрозии.

Строение флювиальных отложений, их рельеф и геоморфологические соотношения разновозрастных толщ различны для условий высокой, повышенной и низкой подгорных равнин. В климате с повышенной аридностью аллювиальные отложения образуются преимущественно в результате аккумулятивной деятельности крупных транзитных рек. В большинстве случаев они имеют ледниковое питание или берут начало в области с длительно лежащим снежным покровом и летующими снежниками. Такие реки, как правило, не пересыхают в течение засушливого и жаркого летнего периода, что обеспечивает нормальный процесс осадконакопления в руслах и на поверхности пойм.

В пределах высоких подгорных равнин аллювий транзитных рек широко распространен и слагает значительную часть толщ в парагенезе с фанлювием. В условиях повышенных и низких подгорных равнин аллювий постепенно вытесняется отложениями сухих дельт, а долинно-пролювиальные отложения — равнинно-пролювиальными.

На границе с предгорьем поверхность высоких равнин расчленена сравнительно глубоко врезанными долинами рек с системой террас и пойм. В направлении от гор долины выполаживаются. В зависимости от геологического строения и новейшего развития погружение цоколя террас главных рек происходит весьма постепенно или довольно быстро. При пересечении рекой активно развивающихся локальных поднятий и разрывных нарушений может иметь место почти «внезапное исчезновение» цоколя и резкое расширение долины, сопровождающееся слиянием высоких и средних террас в процессе их погружения.

Изменения продольных уклонов на границе низкого предгорья и подгорной равнины вызывают частичную разгрузку даже у крупных транзитных рек. В местах, где реки выходят из узких долин предгорья, они отлагают обширные конусы выноса, прорезанные главным руслом (рис. 43, 7). При унаследованном развитии и совпадении древней и современной долин часто наблюдается приклонение или вложение отложений молодой долины в древние, как это показано в плане на рис. 43 в разрезе по линии (А, В).

В центральной части подгорных равнин выделены следующие комплексы разновозрастных толщ. Дно долин образуют современные — пойменный и русловой аллювий крупной транзитной реки (1), а также аккумулятивный покров ее нескольких террас (2). Весь этот комплекс отложений вложен в флювиальную толщу более древних пород, слагающих высокую подгорную равнину (3). Последняя, в свою очередь, вложена в отложения, коррелятивные эпохе формирования низкого предгорья (4). Весь комплекс четвертичных отложений подстилается неогеновыми толщами грубых моласс, коррелятивных формированию глубокого расчлененного рельефа горного сооружения. По резкой границе на дочетвертичные отложения налегает аллювий.

Аллювий транзитных рек подгорных равнин представлен галечником, гравием, пересынным песком. Выше иногда по отчетливой или по неясной границе с переходным слоем налегает пойменно-покровная толща, отличающаяся от подстилающих осадков составом, цветом и строением. Суглинки, ее слагающие, содержат погребенные линзы фанлювия, состоящего из угловатых обломков местных пород различного размера (от крупных галек до гравия) и песков или супесей. В верхней части разреза пойменные отложения перекрываются суглинистым покровом, который образуется в результате слияния

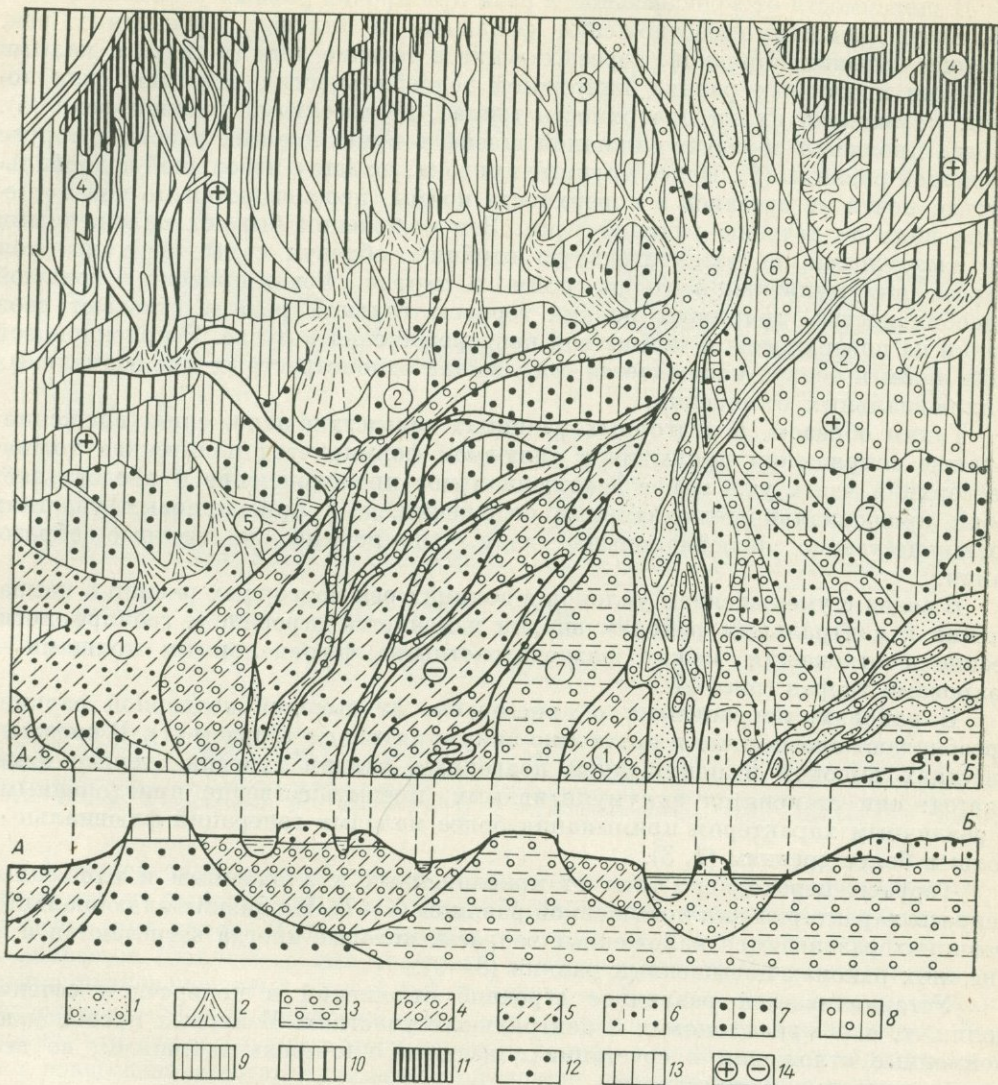


Рис. 43. Строение молодого аллювия транзитной реки и его парагенез с фанлоем и коллювием в пограничных районах низкого предгорья и подгорной равнины

1 — аллювий русла главных рек; 2 — фанлоевый притоков высокого порядка. Отложения: 3 — древних протоков; 4 — низкой поймы главной реки. Полигенные (делювиально-флювиальные) покровы на поверхности: 5 — высокой поймы; 6 — низких террас; 7, 8 — высоких террас; 9—11 — ступеней предгорий. Аллювиальные отложения: 12 — русловые; 13 — пойменные; 14 — участки, испытывающие новейшее воздымание (+) и относительное прогибание (-). А—В — профиль по линии АБ. Цифры 1—7 пояснены в тексте

большого количества притоков сухих дельт и конусов выноса рек высоких порядков.

В зависимости от водообильности реки при прочих равных условиях можно наблюдать различные соотношения фанлювия и аллювия транзитных рек. Притоки высоких порядков, пересыхающие в течение лета (в связи с малыми уклонами подгорных равнин ничтожной водообильности), отлагают свои конусы, *накладывая* их на поверхность террас, не достигнув главной реки (5). Иногда пролювий образует сплошной шлейф в присклоновых участках террас подгорной равнины (6). Более крупные притоки, но еще с небольшой водообильностью, почти не врезаясь в поверхность поймы, перемещаются по ней постепенно вниз по течению главной реки. Эти отложения бывают наложенными или *вложенными* на незначительную глубину, образуя самые верхние слои разреза аккумулятивной толщи пойм и террас. Речки-притоки с большой водообильностью прорезают низкие террасы главной реки и отлагают свои осадки на поверхности ее поймы или непосредственно в русле. В присклоновой части пойм и террас наблюдается *сопряжение* одновозрастных пролювиальных и аллювиальных отложений.

Таким образом, в подгорных равнинах вследствие наложения, вложения, а также сопряжения пролювия с аллювием формируется полигенная толща. Ее верхняя часть уже имеет неаллювиальное происхождение и представляет собой пролювиально-делювиальные отложения, а в присклоновых участках преимущественно делювиальные, т. е. покровные полигенные образования.

В связи с уменьшением уклонов в долинах рек подгорных равнин в направлении к центральным районам впадин изменяется строение и геоморфологические соотношения между разновозрастными флювиальными толщами — покровами террас (рис. 44).

В районах, пограничных с предгорьем, на высокой подгорной равнине преобладают эрозионные и эрозионно-аккумулятивные террасы (1). В смежных участках высокой и повышенной подгорных равнин строение террас изменяется: они становятся аккумулятивными, преимущественно прислоненными с различным характером примыкания более молодых генераций флювиальных толщ к более древним (2, 3).

Террасы переходного типа от прислоненных к вложенным и вложенные террасы характерны для повышенной равнины (4—7). На низких аллювиальных равнинах развиваются наложенные террасы, которые иногда встречаются и во внешних районах повышенных равнин (8—9).

Устанавливается различное строение отложений в поперечном сечении долин, т. е. в присклоновых и центральных участках. В первых преобладают пойменные отложения в сочетании с делювиально-пролювиальными, во вторых — русловые и пойменные.

Снизу вверх по разрезу в разновозрастных аккумулятивных террасах также наблюдаются закономерные изменения — общее увеличение пролювиальных отложений и замещение аллювия пролювием. Это связано с сокращением областей прогибания и аккумуляции при возрастании уклонов равнин и выдвигании в центральные участки впадин конусов выноса притоков. К центру межгорных и предгорных впадин вследствие общего уменьшения кинетической энергии рек русловые песчаные отложения вытесняют галечниково-гравийные. Это изменение характерно даже для таких крупных горных рек, как Вахш, Пяндж, Амударья и Сырдарья. Параллельно происходит и значительное увеличение общей мощности аллювиально-пролювиальных отложений.

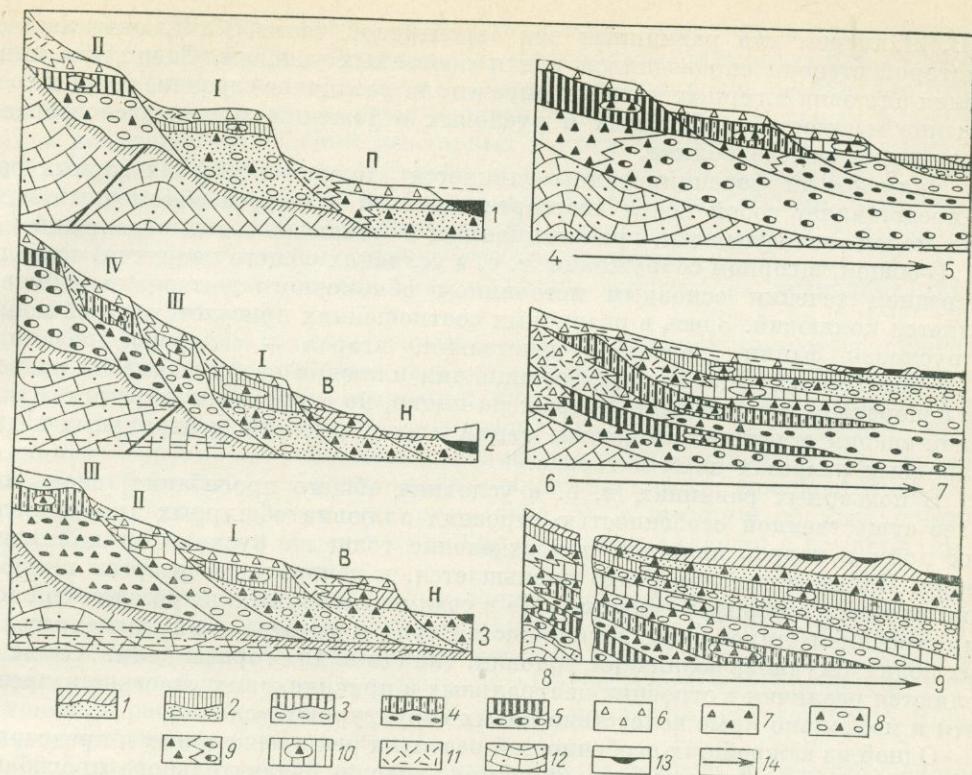


Рис. 44. Типы террас транзитных рек подгорных равнин

Разновозрастный аллювий: 1, 2 — поймы; 3—5 — региональных террас; 6 — делювиально-фанлювиальные отложения покровной толщи; 7 — фанлювий; 8 — парагенез фанлювия и руслового аллювия в присклоновых участках разрезов; 9 — замещение фанлювия аллювием; 10 — линзы погребенного фанлювия; 11 — коллювий; 12 — дочетвертичные породы; 13 — русло реки; 14 — направление от склона к центру долины. Поймы: В — высокая, Н — низкая; I—IV — порядковые номера террас. Цифры 1—9 пояснены в тексте

В поперечном сечении долин, приуроченных к частным — остаточным — впадинам и ограниченным внутридепрессийными поднятиями, выделяются разрезы двух типов. В присклоновых разрезах (4, 6 и 8) русловая фация выклинивается (полностью или частично) и наблюдается непосредственное наложение разновозрастных генераций покровно-пойменных толщ, лишь местами разделенных более грубыми делювиально-пролювиальными отложениями. Возможно, что для некоторых присклоновых разрезов молодых внутридепрессийных возвышенностей этот парагенез объясняет наличие мощных толщ полигенных суглинков, не подразделенных аллювиальными песчаными и гравийно-галечниковыми отложениями.

В центральных разрезах долин-впадин крупных транзитных рек наблюдается обратная картина. Здесь часто имеет место непосредственное вложение молодых русловых отложений в древние (без покровно-пойменных). Поэтому буровые скважины, заложенные в центре впадин древних долин подгорных равнин, характеризуются довольно однообразными разрезами, почти полностью или полностью сложенными русловым аллювием (5, 7 и 8).

Таким образом, представление о горном аллювии, как о толще не дифференцированной на фации, является неточным. Схема, предложенная еще в 1948 г.

Е. В. Шанцером для равнинных рек европейской части СССР, оказалась до некоторой степени справедливой и для орогенных условий. Специфика накопления аллювия в горных долинах определила различное строение толщ и соотношение мощностей пойменных и русловых отложений, а также своеобразие их литологического облика.

Наименее дифференцированным является аллювий в истоках горных рек; он представляет собой почти неотсортированный исходный обломочный материал морен, солифлюкция, гравитационных и фанлювиальных отложений.

В общем, в горном сооружении (т. е. в условиях общего поднятия) особенно в среднем течении основным источником обломочного материала аллювия является коллювий. Здесь в различных соотношениях присутствуют пойменная и русловая фации, первая — угнетенная, вторая — гипертрофированная. В крутосклонных ущельях дифференциация аллювия сверху вниз по разрезу и в поперечном сечении долин выражена плохо, но в условиях широких горных долин-впадин отчетливо выражены фации и их различия в центральных и присклоновых разрезах пойм и террас.

В подгорных равнинах (т. е. в условиях общего прогибания) вновь наиболее существенной особенностью строения аллювия обширных аккумулятивных пойм и террас является подразделение толщ на русловые и пойменные фации. Влияние склонов резко уменьшается, и центральные разрезы приобретают сходство с периферическими. Но в седиментационных депрессиях со сложным строением (широким развитием систем гряд и хребтов — внутридепресссионных поднятий) вновь возникают условия, типичные для горных долин. Снова появляются различия в строении центральных и присклоновых участков разрезов, хотя и несколько иные вследствие новых структурных условий.

Одной из важнейших особенностей развития рек в межгорных и предгорных седиментационных депрессиях являются условия значительного прогибания центральных участков долин при неравномерном и последовательно возрастающем воздымании их склонов, сопряженных с хребтами-поднятиями. Поэтому в центре долин (в условиях длительного прогибания) имеет место вложение и наложение аллювиальных толщ с их последовательным погребением, а на склонах (в условиях возрастающего воздымания присклоновых участков) — ярусное или этажное расположение разновозрастных толщ этих же долин.

Особенно резкие различия в положении и строении центральной и присклоновой частей (для одной и той же впадины) возникают при ограничении ее склонов продольными разрывами, по которым происходит новейшее воздымание сопредельных хребтов-поднятий. В таких условиях в присклоновых участках древних долин остаются только эрозионно-денудационные фрагменты днищ, выраженные в рельефе в виде уступов или только перегибов склонов. При хорошей сохранности поверхностей присклоновых участков этих террас на них развиваются покровные толщи самого различного возраста, переотложенные с более высоких уровней на низкие.

В благоприятных условиях консервации могут сохраняться покровы, формирование которых начиналось примерно одновременно с началом формирования следующего веза и превращения данной поверхности из поймы в террасу. Но вследствие увеличения крутизны склонов растущих хребтов-поднятий в подавляющем большинстве случаев древние покровы переотлагаются. Только в благоприятных условиях они перекрываются более молодыми покровами. Чаще первичные покровы полностью размываются, и на фрагментах поверхности древних террас впоследствии накладываются более молодые покровные отложения, смытые с верхней части склонов. По мере углубления долины они также

испытывают дальнейшие расчленения и новое многократное переотложение на более низкие уровни под воздействием главным образом делювиальных процессов.

Это перманентное разрушение и перемещение покровов необходимо учитывать при стратификации по геоморфологическим признакам немых флювиальных и покровных отложений межгорных и предгорных впадин. По-видимому, именно такие возрастные несоответствия возникают между русловыми отложениями в центральной части долин-впадин, их одновозрастными эрозионными склонами и более молодыми покровами, расположенными на сопредельных с долиной склонах воздымающихся хребтов-поднятий.

Приведенное краткое описание аллювия горных рек позволяет прийти к следующим выводам.

1. В продольном сечении транзитных рек в высоких горных сооружениях устанавливаются существенные отличия в условиях питания аллювия обломочным материалом. На этом основании можно выделять генетические подтипы горного аллювия, закономерно сменяющие друг друга. Главнейшими из них являются моренно-аллювиальные, солифлюкционно-аллювиальные, гравитационно-аллювиальные, фанлювиально-аллювиальные, пролювиально-аллювиальные и пролювиально-дельтовые (табл. 5). Некоторые из этих подтипов представляют также и парагенетические сочетания аллювия с другими генетическими типами отложений.

2. В поперечном сечении горных долин в соответствии со степенью участия коллювиальных (склоновых) и фанлювиальных (долинно-пролювиальных) отложений, в строении аккумулятивного покрова террас и пойм необходимо различать присклоновые и прирусловые, или центральные, типы разрезов. В присклоновых разрезах террас аллювий может полностью отсутствовать и замещаться фанлювием и коллювием.

3. Различные условия осадконакопления на южных и северных склонах долин приводят к различному строению одновозрастных толщ, особенно сильно выраженному в присклоновых районах; это явление определяется микроклиматической обстановкой и соответствующим генезисом обломочного материала, поступающего на дно долины.

4. В продольных долинах-впадинах устанавливается закономерная смена аллювия снизу вверх по разрезу покрова региональной цикловой террасы. Выделяются толщи, соответствующие различным динамическим фазам осадконакопления: инстративной, констративной и перстративной. Такая последовательность свидетельствует, что в условиях горного сооружения имеет место значительное опережение углубления долины от ее последующего заполнения констративным аллювием. Для участков сквозных долин устанавливаются различные отклонения от указанной последовательности в соответствии с конкретными структурными условиями.

5. В формировании долин-притоков, расположенных на склонах хребтов-поднятий, часто выделяется промежуточная стадия развития между этапами формирования аллювия региональных цикловых врезов. Она соответствует перерастанию перстративной деятельности реки (конца предшествующего этапа) в инстративную и эрозионную с преобладанием боковой эрозии. В течение этой промежуточной стадии происходит частичное уничтожение верхней части покрова террас, которое иногда сопровождается формированием локального небольшого вреза, предшествующего новому значительному углублению долины следующего цикла врезания. Промежуточная стадия определяет своеобразие строения покровной толщи и аллювия крупных долин-притоков на склонах растущих хребтов.

Основные источники питания аллювия обломочным материалом  
в различных геоморфологических зонах горной страны

Геоморфологическая зона	Климатические области (современные)	Характер геологической деятельности рек	Орографические и климатические условия; типы речных долин	Источники обломочного материала аллювия горных рек
Внутренняя горная (I)	Гляциальная	<p><i>Современные ледниковые районы</i></p> <p>Флювиогляциальные потоки: над-, меж- и подледниковые с неравномерной скоростью течения, вследствие резких изменений продольных уклонов и поперечных сечений</p>	<p>Слабо и умеренно расчлененный высокогорный рельеф, иногда альпийского облика</p> <p>Троги ледников современной стадии последнего оледенения на высотах от 4000 до 6000 м в условиях полярного климата</p>	<ol style="list-style-type: none"> <li>Осыпи морозного выветривания склонов, щебенисто-глыбовые плащи и осыпные конусы.</li> <li>Солифлюкционно-осыпные щебенисто-суглинистые, пылеватые потоки на относительно крутых склонах.</li> <li>Делювиально-солифлюкционные покровы на пологих склонах, состав тот же, но преобладает мелкозем.</li> <li>Каменные потоки, преимущественно глыбово-валунные</li> </ol>
	Перигляциальная	<p><i>Древнеледниковые районы</i></p> <p>Реки с небольшой скоростью течения, слабо меандрирующие, но дробящиеся на многочисленные рукава. Глубинная эрозия возрастает от I ко II зоне, преобладая над боковой. Скорость течения увеличивается и появляется молодой эрозионный врез на дне древнего трога</p>	<p>Умеренно и значительно расчлененный высокогорный рельеф</p> <p>Троги ледников максимального оледенения, впоследствии прорезанные плоскодонными долинами иногда с небольшим современным ущелистым эрозионным врезом, на высотах от 3500 до 4500 м в условиях холодного континентального климата</p>	<ol style="list-style-type: none"> <li>Конечные морены, глыбово-валунные и валунно-суглинистые (преимущественно висячих устьях притоков).</li> <li>Псевдоморены и солифлюкционные отложения летующих снежных покровов, щебенисто-суглинистые весьма богатые пылеватым материалом: <ol style="list-style-type: none"> <li>солифлюкционные потоки и покровы,</li> <li>солифлюкционно-осыпные конусы накопления.</li> </ol> </li> </ol>

Геоморфологическая зона	Климатические области (современные)	Характер геологической деятельности рек	Орографические и климатические условия; типы речных долин	Источники обломочного материала аллювия горных рек
Внутренняя горная (I)	Перигляциальная			<ol style="list-style-type: none"> <li>Гравитационные отложения (преимущественно продукты физического выветривания) глыбово-щебенистые потоки и конусы накопления</li> <li>Отложения гляциоселей (потоки, конусы выноса)</li> </ol>
	Экстрагляциальная	<p><i>Внеледниковые горные районы</i></p> <p>Главные реки с большой скоростью течения и крутыми уклонами русла местами с водопадами. Притоки — с висячими устьями, в руслах пороги и водопады. Глубинная эрозия достигает наибольшего значения боковая эрозия незначительная</p>	<p>Весьма интенсивно и глубоко расчлененный рельеф.</p> <p>Эрозионные долины, V-образные ущелья и теснины с выпуклыми склонами на высотах 3500—1500 м в условиях от умеренного до жаркого (в Азии — континентального) климата</p>	<ol style="list-style-type: none"> <li>Гравитационные отложения щебенисто-суглинистые, глыбовые рыхлого и плотного сложения; <ol style="list-style-type: none"> <li>плащеобразные покровы;</li> <li>осыпные конусы;</li> <li>обвальные и обвальноосыпные скопления.</li> </ol> </li> <li>Оползневые массивы и потоки.</li> <li>Делювиально-гравитационные щебенисто-суглинистые плащи.</li> <li>Флювиально-гравитационные щебенисто-глыбовые отложения: <ol style="list-style-type: none"> <li>конусы накопления обводненных древовидных осыпей;</li> <li>конусы накопления эрозионных желобов эмбриональных горных потоков, ручьев;</li> <li>селевые потоки.</li> </ol> </li> <li>Фанлювий притоков высоких порядков: щебенисто-галечниковые отложения конусов выноса, иногда с суглинистым покровом</li> </ol>
Внешняя горная (II)	Экстрагляциальная			

Геоморфологическая зона	Климатические области (современные)	Характер геологической деятельности рек	Орографические и климатические условия; типы речных долин	Источники обломочного материала аллювия горных рек
Предгорная (III)	Экстрагляциальная	<i>Внеледниковые районы предгорий</i>	Высокие и низкие наклонные ступени предгорий. Широкие долины с расчлененными склонами часто трапецеобразные на высотах 1500—500 м в условиях жаркого климата (в Средней Азии — континентального и полупустынного)	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Фанлювий конусов выноса и дельт притоков галечниковый, супесчаный, суглинистый, иногда лёссовидный.</li> <li>2. Элювиально-делювиальные плащи, суглинистые, часто лёссовидные.</li> <li>3. Пролувиально-делювиальные шлейфы подножий пологих склонов, суглинистые, часто лёссовидные</li> </ol>
		<i>Внеледниковые районы подгорных равнин</i>	Слабонаклонные высокие — пониженные и слабоогнутые — низкие равнины, различно расчлененные. Плодородные долины с широкими поймами и низкими уступами аккумулятивных террас, в центре впадин, плохо выраженные в рельефе, на высотах от 800—500 м в условиях жаркого климата, для Средней Азии полупустынного	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Пролувиальные шлейфы, супесчаные и суглинистые, преимущественно лёссовидные, подножий весьма пологих и невысоких склонов.</li> <li>2. Дельты притоков песчано-глинистые, суглинистые и супесчаные, иногда пылеватые</li> </ol>
Подгорно-равнинная (IV)				

6. Покровная толща на поверхности высоких пойм и террас представляет собой сложный парагенез различных отложений, главным образом неаллювиальных; ее возраст всегда моложе аллювия главной реки, слагающего данную террасу. В покрове выделяются две части — верхняя и нижняя; в нижней могут отчасти присутствовать отложения паводков главной реки. В пойменную стадию развития эта часть покрова иногда не сохраняется в разрезах террас вследствие общего размыва в начале нового эрозионного цикла. В террасовую стадию развития накапливается только верхняя часть покрова неаллювиального происхождения, образовавшаяся за счет делювиального смыва со склонов и осадков притоков высокого порядка, блуждающих по поверхности террас.

7. Устанавливаются три главных источника пылеватого материала в отложениях поймы и покровной толщи: 1) мелкозем, вымытый и переотложенный из коллювия, 2) мелкозем периферических частей конусов выноса, 3) мелкозем, выпадающий из мутных вод главной реки в процессе циркуляции по расчлененной поверхности низкой и высокой пойм. В горных сооружениях третий источник имеет подчиненное значение, а на подгорных равнинах — первый.

Широкое использование термина «пролювий» требует предпослать описанию строения этих образований представления различных исследователей и принятые в данной работе применительно к условиям горных сооружений, а также межгорных и предгорных впадин семиаридных и аридных горных стран.

На примере среднеазиатских подгорных равнин, сложенных толщей мелкоземистых лёссовых пород, А. П. Павлов [65] выделил периферическую часть образований слившихся окончаний ветвящихся водотоков под термином «пролювий»: «геологические отложения, накапливающиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно излившимися потоками» (стр. 68). В 1913 г. щебенисто-галечниковые образования пролювиального генезиса выделил Лаусен, рассматривая преимущественно грубообломочную часть отложений под названием *фангломератов*. В дальнейшем термин «пролювий» приобрел широкое толкование. Так, например, Г. Ф. Мирчинк (1937 г.) и О. К. Ланге [44] под пролювием понимали только тонкоотмученный материал, выпадающий на поверхности подгорных равнин в периоды паводков. К. В. Курдюков, В. И. Елисеев и другие исследователи к пролювиальным отложениям относили и грубые, и тонкие осадки конусов выноса, и сухих дельт.

В данной работе под пролювием понимаются не только отложения пересыхающих рек, но и все отложения устьевых выносов рек, формирующих конусы выноса в соответствии с перечисленными основными особенностями строения — формой накопления, а также литологической и орографической зональностью. В этом отношении автор следует представлениям Н. П. Васильковского [7], Ю. А. Скворцова [78], Н. И. Николаева [55], Е. В. Шанцера [89]. Так, Е. В. Шанцер считает, что к пролювию относится весь комплекс отложений субаэральных дельт, конусов выноса и предгорных шлейфов засушливых областей. Восстанавливая единство формирования грубо- и мелкообломочных отложений, он объединяет их в один генетический тип — пролювий.

Рассматривая отложения крупных конусов выноса и сухих дельт в условиях, благоприятных для полного развития этих форм накопления флювиальных отложений, исследователи справедливо отмечают их главные черты — литологическую и орографическую зональность строения. Так, В. И. Попов [66] и Е. В. Шанцер [89] отмечали три главные зоны — верхнюю вершинную, сложенную русловым аллювием, с радиальной системой водотоков, среднюю веерную, или периферическую, расположенную по периферии морфологически выраженного конуса и представленную «веерной фацией», а также нижнюю, или фронтальную, зону накопления, застойно-водную фацию. К. В. Курдюков [40], повторяя основные положения В. И. Попова [66], между средней и нижней зонами выделяет промежуточную. Но с таким же успехом она может быть выделена и между верхней и средней зонами. Поэтому ее не

следует вводить в ранг главных, так как это только затрудняет выделение главных особенностей строения пролювия.

Литологическое строение конусов выноса и сухих дельт также характеризуется определенной зональностью. От вершинной к фронтальной части облик пролювиальных толщ изменяется от валунно-галечного и песчано-гравийного до тонких супесчано-суглинистых разностей пород. Эта зональность различна для больших и малых конусов выноса.

В горных странах разнообразие климатических и структурных обстановок обусловило и существенно разные условия накопления пролювия. Это повлекло за собой и различное строение крупных конусов выноса и сухих дельт в горном сооружении и предгорных (межгорных) впадинах. Поэтому, соглашаясь с представлениями Е. В. Шандера о генетическом единстве процесса формирования пролювия, при исследовании этого генетического типа в орогенных областях необходимо выделять два генетических подтипа пролювия — горных долин и подгорных равнин.

Отложения долинного пролювия распространены повсеместно в узких крутосклонных долинах горного сооружения. Они обладают рядом особенностей, среди которых наиболее существенными являются: 1) незавершенность процессов осадконакопления; 2) редуцированность средней периферической и отсутствие нижней фронтальной частей конуса; 3) временный характер накопления с перманентным постседиментационным преобразованием — размывом и переотложением и замещением флювиальных толщ коллювия.

Отложения равнинного пролювия распространены на пологонаклонных обширных подгорных равнинах межгорных и предгорных впадин. Они характеризуются: 1) завершенностью процессов осадконакопления; 2) полным развитием трех основных зон — вершинной (верхней), средней — веерной и нижней, или фронтальной, иногда превосходящей во много раз площади распространения верхней и средней зон, особенно в активно прогибающихся впадинах; 3) постоянным характером осадконакопления, так как для равнинно-пролювиальных отложений здесь завершается их путь и происходит накопление толщ большой мощности.

Морфологический состав толщ этих генетических подтипов также различается. Долинному пролювию присущи грубообломочные, щебенисто-валунно-галечниковые плохо отсортированные отложения. В строении равнинного пролювия преобладает более тонкий супесчаный и суглинистый материал — результат завершенного или почти завершенного процесса осадконакопления.

Между этими крайними подтипами единого генетического типа существуют промежуточные формы с процессом осадконакопления в различной степени незавершенным. К ним относятся конусы выноса некоторых долин предгорий, наклонных относительно узких и расчлененных высоких подгорных равнин, подножий внутривпадинных хребтов и ряда других орографических и структурных обстановок. Но с подобными трудностями (наличием промежуточных форм) всегда приходится сталкиваться при попытке классификации. По-видимому, в каждом конкретном случае степень незавершенности процесса осадконакопления, облик отложений и геоморфологическая характеристика данной аккумулятивной формы и т. п., т. е. сумма определяющих признаков, позволяют отнести пролювиальные отложения к одному из его подтипов. Благодаря четко выраженным веерообразным очертаниям формы накопления долинного пролювия, образующего отчетливые конусы выноса, ниже он именуется

фанлювием<sup>1</sup>, в отличие от равнинного пролювия, или пролювия, в понимании автора этого термина А. П. Павлова.

Сложность выделения данных и многих других генетических подтипов заключается в том, что в природе всегда существуют промежуточные образования, в которых сочетаются черты, общие для разных генетических типов. Это затрудняет, но не исключает возможности разграничения четвертичных отложений, отличных по своей природе. Так, накопление типичного коллювия — сухой осыпи на склоне — существенно отличается от формирования руслового аллювия транзитной реки и пролювия конусов выноса ее притока. Но в сложной орографической и климатической обстановке горных стран эти отложения объединяет множество промежуточных, образующихся в результате сочетания флювиальных и гравитационных процессов. Поэтому гравитационные отложения, пролювий и аллювий являются членами сложного полигенетического ряда, объединяющего флювиальную и коллювиальную группы.

## 1. ДОЛИННО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ИЛИ ФАНЛЮВИЙ

В горном сооружении на склонах и на дне котловин, а также продольных и секущих долин транзитных рек — везде накапливаются многочисленные веера фанлювия. Здесь тесно переплетаются отложения желобов гравитационного стока и конусов накопления древовидных обводненных осыпей. Благодаря большим уклонам продольного профиля, даже малобитные реки-притоки обладают способностью выносить огромное количество обломочного материала и отлагать большие выпуклые конусы выноса. Они встречаются не только в устьях постоянно действующих рек (Алтай, Саяны), но и в пересыхающих или сильно сокращающих свой расход речках (Копетдаг и др.). Резкое уменьшение уклонов на дне главных долин (или котловин) приводит к накоплению фанлювия, главным образом в периоды прохождения паводковых вод. В высоких горных сооружениях с ярко выраженной ороклиматической зональностью фанлювий перигляциальных и экстрагляциальных зон различается по своему строению и механическому составу.

### ФАНЛЮВИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В условиях Евразийского горного пояса современная перигляциальная зона в значительной степени совмещается с древней гляциальной зоной эпохи максимального оледенения горных стран. Поэтому молодые эрозионные долины притоков часто наследуют трог (рис. 45). Ширина древних трогов может достигать первых километров в крупных долинах-притоках и 1—0,5 км в малых. В некоторых из них (1) до сих пор сохранились фрагменты конечных морен максимального оледенения (2). Эрозионные долины (3) часто только моделируют нижнюю часть трога и реки, прорезают или огибают гряду конечной морены. Долина горного потока выше устья представляет собой ущелистый врез в коренных отложениях, быстро расширяющийся в устье, где он сопрягается с вершиной большого конуса выноса, прорезая его одним или несколькими главными руслами (4) и множеством более мелких. На поверхность большого конуса

<sup>1</sup> Фан — по-английски веер.



Рис. 45. Фанлювий конусов выноса речек притоков различного порядка (долинно-пролювиальные отложения) в перигляциальных условиях. Цифры 1—12 пояснены в тексте

ложатся фанлювиально-гравитационные конусы ручьев (5) и солифлюкционно-гравитационные конусы (6). У подножия склонов конус выноса перекрывается шлейфами осыпей преимущественно морозного выветривания (7). Фанлювий конуса выноса (8) часто отделяется от современного аллювия главной реки обрывом, сложенным коренными породами (9). Формирование конуса сопровождается одновременным накоплением рассеянного обломочного материала осыпей, а также вложенного и наложенного коллювия. Во время таяния ледников и снежников на поверхности отлагается покров конуса — выпадает мелкозем из паводковых вод главного притока (4) и многочисленных струй и ручейков, формирующих конусы накопления на поверхности главного конуса выноса (8).

В соответствии со структурной обстановкой и соотношением живой силы притока и главной реки выделяются конусы выноса с различным геоморфологическим положением. В ущелистых долинах главных рек притоки образуют преимущественно наложенные «висячие» конусы выноса, отделенные от русла главной реки обрывом — уступом высокой поймы или террас (9), часто с цоколем коренных пород. Процесс накопления фанлювия здесь является незавершенным, так как развивается преимущественно вершинная часть конуса. Эти конусы подвергаются активному расчленению конусными водотоками (10), т. е. водотоками, на которые разветвляется главное русло и по которым поступает основная масса воды в конус. Периферическая и средняя части конуса расчленяются также регрессивными водотоками, растущими в обратном направлении — от основания конуса к его вершине (11). Последние дренируют подземные воды конуса выноса или непосредственно перехватывают воды конусных водотоков (12). В долинах с плоским дном, приуроченных к частным впадинам, конус выноса притока не отделен от русла главной реки обрывом, и фанлювий сопрягается с аллювием всей массой обломочного материала, накапливающегося в устье.

Для верной и фронтальной зон конуса выноса характерно слабое расчленение поверхности и явление вложения молодых генераций фанлювия в древние. Но в горных условиях вследствие ограниченности площади развития и больших наклонов поверхности в конусах выноса накопление фанлювия представляет собой незавершенный процесс, здесь образуется только вершинная часть конуса.

Материал, слагающий конусы выноса в перигляциальной зоне, — это сложный парагенез солифлюкционно-аллювиальных отложений притока и гравитационно-солифлюкционных, накапливающихся одновременно. От своих морфологических аналогов во внеледниковых регионах конусы выноса перигляциальной зоны отличаются обилием мелкозема. Пылеватые супеси и суглинки играют роль заполнителя между плохо окатанным материалом конуса и формируют мощную покровную толщу. Это покровная мелкоземистая толща образует подобие чехла на конусе; в верхней части она более молодая и может формироваться на поверхности древних генераций конуса выноса до современной эпохи включительно, представляя в основном неаллювиальные отложения.

#### ФАНЛЮВИЙ ЭКСТРАГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В экстрагляциальной зоне отложения конусов выноса развиты очень широко. Встречаются все его промежуточные типы: от маленьких конусов выноса ручьев до больших конусов выноса речек-притоков (рис. 46, А, Б). Во внешней горной зоне долинно-пролювиальные отложения различно сочетаются с аллювием

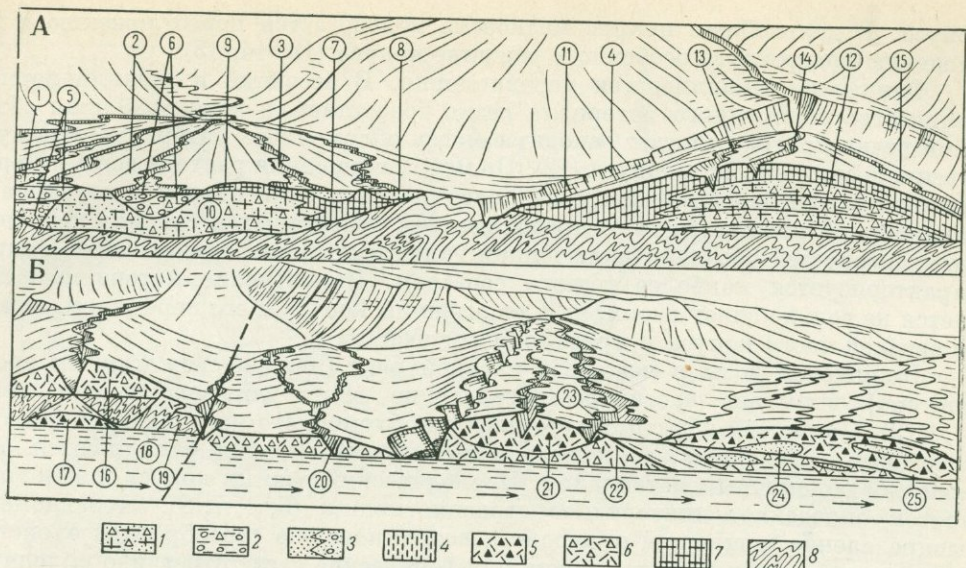


Рис. 46. Морфология конусов выноса (А) и строение фанлювия (Б) в экстрагляциальных условиях

Крупнообломочный материал: 1 — плохо окатанный; 2 — хорошо окатанный; 3 — песчаные и песчано-галечниковые отложения протоков; 4 — лёссовидные супеси; фанлювий, обогащенный гравитационными отложениями: 5 — молодой; 6 — древний; 7 — покровная толща; 8 — породы субстрата. Цифры 1—25 пояснены в тексте

главных рек. На схеме А показаны конусы выноса притоков, наложенные на поверхность террас и пойм главной реки. Здесь фанлювий образует ярко выраженные крутосклонные конусы правильных веерообразных очертаний в плане, но с основанием, подрезанным рекой.

В большинстве случаев в конусе выноса выделяется главный водоток (1) и системы второстепенных водотоков (2, 3). По главному водотоку, наиболее глубоко пропиливающему конус, осуществляется основной сброс меженных вод. Часто он располагается асимметрично, вдоль одного из склонов (4) и реже в средней части конуса выноса. По крупным паводковым водотокам происходит частичный размыв и переотложение осадков верхней части конуса (5, 6), а по водотокам высоких порядков, действующих периодически (большинство — только в период максимума паводковых вод), осуществляется как переотложение мелкозема в начале спада паводка (7, 8), так и осаднение тонкого наилка из мутных вод, переполняющих водотоки и заливающих поверхность конуса (9). Резкое различие состава материала, приносимого паводковыми и меженными водами речек-притоков, определяет строение покровной толщи (9) и внутренней части конуса (10).

Хорошо развитые конусы выноса имеют следующее строение: внутренняя часть (10) представляет собой своеобразный аналог русловых отложений и сложена более грубым крупнообломочным материалом, верхняя — полигенная и состоит из покровно-пойменных отложений. Они сложены тонкими, преимущественно супесчаными осадками, выпадающими в период паводков, и суглинистым мелкоземом, вымытым из коллювия в результате последующих делювиальных процессов. Местами покровно-пойменные отложения достигают большой мощности (11), замещая фанлювий внутренней части (12) на склонах

конуса. В дальнейшем покров мелкозема подвергается переотложению и расчленению водотоками, особенно в вершине конуса (13, 14, 15).

Фанлювий накапливается неравномерно. В весенний и осенний периоды количество обломочного материала резко возрастает, и перегруженная обломками речка-приток отлагает основную массу обломочного материала преимущественно в средней части конуса (12). По мере сокращения расхода воды материал становится все более тонким и на поверхности конуса образуется покров неравномерной мощности (11) с преобладанием супесчаных и суглинистых пылеватых разностей обычно с включением галек и щебня. Верхняя часть покрова характеризуется наиболее тонким составом. Измельчение материала наблюдается не только снизу вверх, но и от вершины конуса к его периферии, а также от средней части конуса к присклоновым участкам.

Понижение воды в межень в главной реке (являющейся базисом эрозии притока) вызывает частичное расчленение вновь образовавшегося конуса (1, 2, 3). При новом обильном поступлении обломочного материала по конусным водотокам — главному (1) и второстепенным (2, 3), они заполняются более молодым обломочным материалом. Периодический размыв конуса и заполнение проток определяет линзовидное строение толщи (5, 6, 7, 8). Неравномерное распределение мощностей приводит к возникновению своеобразной слоистости фанлювия типа облекания, причем периферические части отчетливо выделяются благодаря различным наклонам пластов в соответствии с формой конуса (11, 12). В поперечных сечениях конусов наблюдается также общая (сезонная) слоистость фанлювия, связанная с обогащением обломочным материалом в период максимума таяния снегов, снежников и ледников.

На схеме Б показаны геоморфологические соотношения разновозрастного фанлювия притока. Они зависят от структурных условий, определяющих интенсивность местной эрозии и аккумуляции, а также от гидрологического режима. При незначительном углублении главной долины притока успевают прорезать ее склоны и происходит сопряжение фанлювия с одновозрастным аллювием. В условиях значительного углубления главной долины приток прорезает не только флювиальные отложения, но и коренные породы цоколя террасы. В этом случае разновозрастные генерации фанлювия (16, 17) располагаются изолированно и подразделяются коренными породами склона (19). Явление выдвижения молодых генераций конусов выноса широко распространено на участках миграции главных рек в плоскодонных долинах, испытывающих перекоп. В зависимости от скорости бокового смещения главной реки, выдвижение конусов выноса может быть незначительным с прислонением к более древним отложениям или значительным с изоляцией разновозрастных генераций фанлювия друг от друга и отделением вершин конусов. Полное уничтожение молодого конуса наблюдается при боковой миграции главной реки с приближением ее русла к конусу и при его непрерывном размыве. При больших скоростях размыва у устья притока (20) конус не возникает.

В условиях незначительного углубления долины с последующей аккумуляцией может иметь место прислонение и вложение молодых генераций конусов (21) в древние (22). Новое оживление эрозии (или понижение уровня воды) вызывает расчленение конуса (23).

Накопление разновозрастного фанлювия в устьях речек-притоков внешней (II) геоморфологической зоны встречается лишь в исключительно благоприятных условиях: при значительной локальной разгрузке в частных впадинах, пересекаемых главной рекой и устьем притока. Здесь можно наблюдать явление наложения молодого фанлювия (24) на древний (25) с полной консервацией толщ.

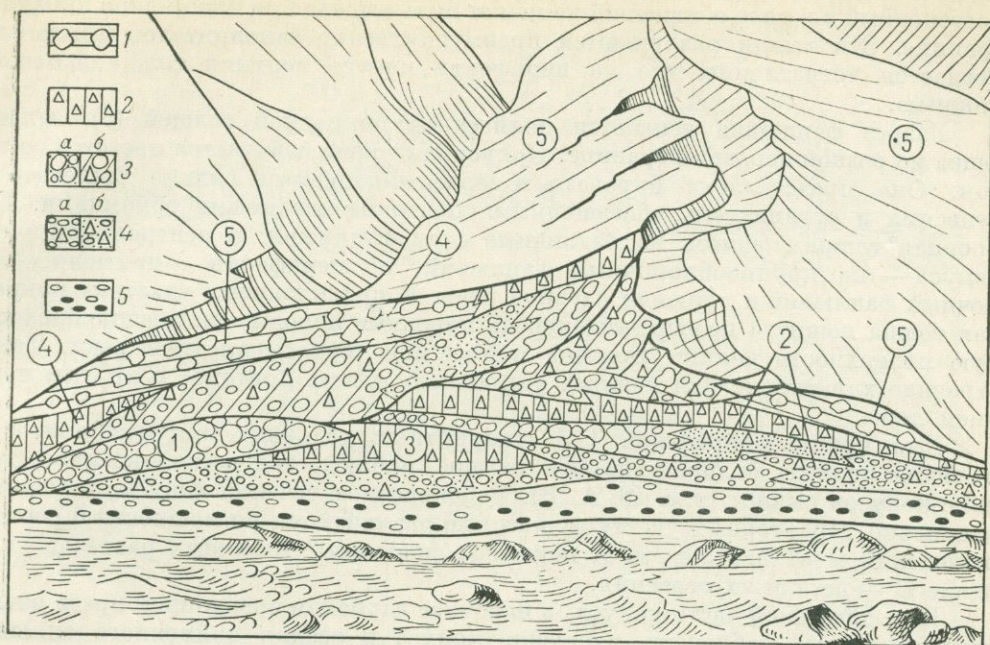


Рис. 47. Линзовидно-слоистое строение фанловия конуса выноса небольшой речки-притока ущелистой долины в условиях внешней геоморфологической зоны. Западный Памир, Пяндж, полевая зарисовка

Отложения: 1 — суглинисто-щебенистые покровной толщи; 2 — суглинисто-щебенистые, покровно-пойменные периферических участков конуса и отдельных водотоков; фанловиальные отложения, аналоги русловых; 3 — валунно-щебенисто-галечниковые (а — с песчаным заполнителем, б — рыхлые); 4 — щебенисто-галечниковые (а — рыхлые, б — с песчаным заполнителем); 5 — пограничная часть толщи аллювия главной реки с гальками местных пород. Цифры 1—5 пояснены в тексте

В глубоких ущельях сквозных долин главных рек строение фанловия отражает напряженную эрозионную деятельность притоков, преодолевающих быстрое воздымание хребтов. Изучение разрезов многих конусов выноса, размываемых рекой, позволило установить ряд общих черт в строении вершинной части фанловия (рис. 47). В основании конуса можно наблюдать контакт аллювия и фанловия. Это пограничный слой аллювия в значительной степени обогащен местным материалом, причем участок наибольшего обогащения бывает несколько смещен вниз по течению.

В основании конуса залегает толща неправильного линзовидного строения, состоящая преимущественно из плохо окатанной гальки и щебня, пересыпанных песком (1). В центральной части конуса выделяются линзы с наиболее крупным грубообломочным материалом. К периферическим частям конуса размеры обломков быстро уменьшаются (2). Изредка встречаются линзы дву-членного строения: нижняя часть галечниковая, верхняя — суглинисто-щебенистая (3). Они являлись отложениями, выполнявшими второстепенные крупные протоки, которые в дальнейшем не размывались, а оказывались погребенными под толщей более молодых отложений конуса.

В верхней части линзовидной толщи щебенисто-галечниковый материал, слагающий линзы, почти повсеместно становится более мелким, а пустоты заполняются супесями и суглинками (4). Переход между нижней (преимуще-

ственно галечниково-глыбовой) и верхней (щебенисто-галечниковой) толщами постепенный и в ряде обнажений не может быть выделен по какой-либо линейной границе. Эти толщи различаются преимущественно заполнителем фанлювия. Создается впечатление, что на периферии конуса верхняя толща замещает нижнюю.

Разрез фанлювия венчается полигенной покровной толщей (5), залегающей по резкой неровной границе. Покровная толща отличается цветом и составом. Она представлена буровато- и серовато-палевыми сильно пылеватыми супесями и суглинками, обогащенными почти неокатанными обломками. Покровная толща ложится на различные слои фанлювия: в центральной части конуса — на крупнообломочный фанлювий, по периферии — на мелкообломочный фанлювий и аллювий главной реки. В присклоновых участках покровная толща ложится непосредственно на коренные породы, слагающие эрозионную поверхность долины притока поймы или террасы главной реки. Такое строение характерно для конусов выноса небольших притоков с крутым падением ложа.

Для крупных притоков в благоприятных условиях аккумуляции, т. е. на более пологих склонах главной долины, наблюдается несколько иное строение конусов выноса (рис. 48, А, Б). В поперечном сечении конуса выделяется несколько характерных участков, которые различаются по мощности и составу отложений (I—IV). На схеме А показаны фрагменты типичных разрезов, а на схеме Б — детали их строения.

В центральной части конуса, в наиболее глубоком эрозионном врезе речки-притока можно наблюдать вложение конуса в осадки пойменного аллювия главной реки. Эта часть конуса представлена наиболее грубым материалом и его слоистость определяется чередованием толщ различно обогащенных крупным щебенисто-глыбовым материалом преимущественно местных пород (А, IV). Сравнение строения конусов выноса позволяет выделить (снизу вверх по разрезу) различные толщи (Б, IV). Непосредственно над урезом воды обнажается русловой валуно-галечниковый аллювий с гравийно-галечниковыми прослойками. Они определяют неправильную горизонтальную слоистость (Б, 1, 2, 3). Выше часто располагается горно-пойменный аллювий, представленный гравийно-песчаными отложениями линзовидного строения — погребенными осадками протоков главной реки и основных водотоков конуса выноса (Б, 4). На эту толщу по неясной волнистой границе налегают более молодые осадки собственно фанлювия (5, 6). Они соответствуют переходу поймы главной реки в террасу. В нижней части конус сложен плохо окатанной галькой и валунами местных пород с песчаным и супесчаным заполнителем. В верхней части фанлювий становится песчано-суглинистым с галькой и мелкой щебенкой, рассеянной по всей толще.

По четкой границе фанлювиальные отложения перекрываются супесчано-суглинистой лёссовидной покровной толщей (7). Она сохраняется фрагментарно в центральной части конуса, но к периферии покров становится сплошным и мощность его возрастает (А и Б, II и III). В разрезах средней части конуса (А, III) наблюдается постепенное замещение крупного материала более тонким и появление прослоев с песчаным и супесчаным заполнителем между крупными обломками (Б, II, III). В периферических участках конуса мощность фанлювия сокращается и часто он имеет линзовидное строение (А, II).

Строение периферических частей конуса выноса отражает генезис пойменно-покровной толщи и механизм ее накопления (А, I; Б, 1). Пойменно-покровная толща иногда полностью (А, I), а в других случаях частично, заме-

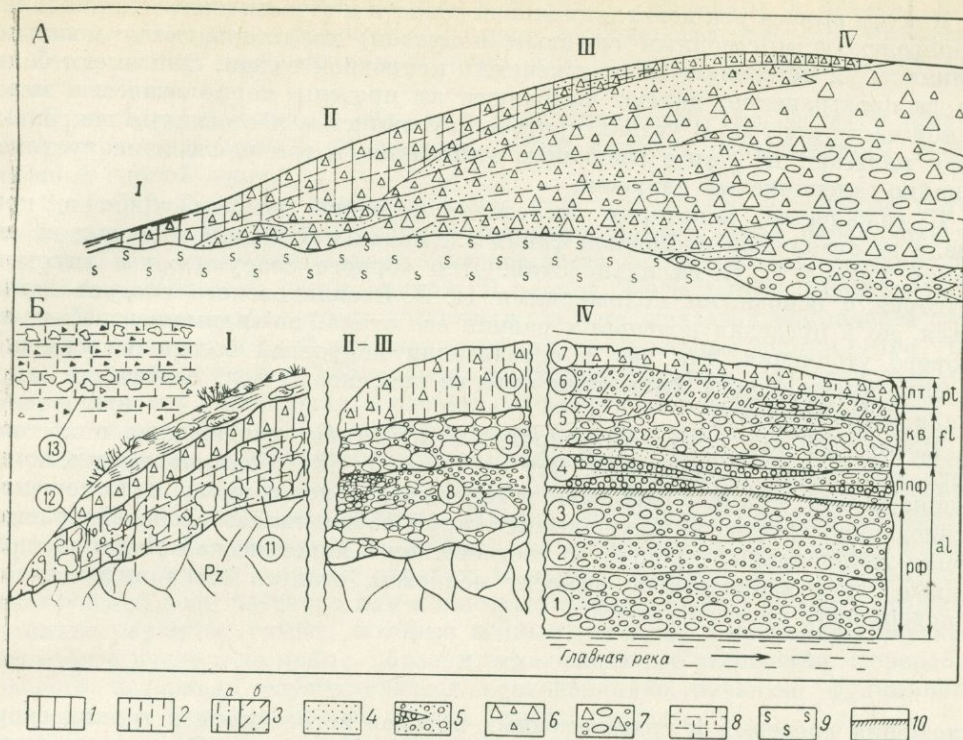


Рис. 48. Строение конуса выноса крупного притока и его сопряжение с аллювием главной реки в пограничных районах внешней горной и предгорной зон (Тянь-Шань, Нарын, полевая зарисовка)

А — общий вид толщи фанлювия, Б — детали ее строения. Литологический состав покровных, покровно-пойменных отложений и заполнителя в грубообломочных толщах, суглинки лёссовидные: 1 — средние; 2 — легкие; 3 — супеси (а — лёссовидные, б — нелёссовидные); 4 — пески и песчано-гравийные отложения; 5 — гравийно-галечниковые с линзами фанлювия; 6 — щебенисто-галечниковые, фанлювиальные; 7 — валуно-галечниковые; 8 — неясная слоистость в лёссовидных породах; 9 — дочетвертичные отложения; 10 — граница фанлювия и аллювия. Цифры I—IV и 1—13 пояснены в тексте

щает фанлювий. При частичном замещении грубообломочного фанлювия покровная толща иногда залегает с разрывом (Б, 9, 10). При этом не наблюдается обычного для конусов уменьшения обломочного материала вверх по разрезу, как, например, в толще Б, 8. В рассматриваемой части конуса устанавливаются значительные разрывы и перерывы осадконакопления фанлювия: наложение двух грубообломочных толщ (8, 9) и последующий общий разрыв части верхней толщи фанлювия (9). Только после этого начинается наложение на поверхность конуса пойменно-покровной толщи (10).

В наиболее удаленных участках (А, I) в большинстве случаев разрез полностью сложен пойменно-покровной толщей, представленной неяснослоистыми пылеватыми суглинками и супесями. Они ложатся непосредственно на коренные породы. Часто здесь выделяются две толщи (Б, 11, 12). Нижняя (11) представляет собой парагенез делювиальных отложений и фанлювиальных осадков конусных протоков высокого порядка, верхняя (12) — неяснослоистые преимущественно коллювиальные отложения. Иногда слоистость определяется различной степенью обогащения суглинков обломочным материалом (13).

Конусы выноса рек перигляциальной области и отчасти экстрагляциальной (с долголежащим сезонным снежным покровом) характеризуются мощными суглинистыми лёссовидными отложениями покровной толщи. Они имеют большое распространение, далеко выходящее за пределы морфологически выраженной части конуса. В устьях притоков суглинистые лёссовидные покровные толщи налегают на самые различные отложения, в том числе и на русловой гравийно-галечниковый аллювий.

К сожалению, некоторые исследователи такие разрезы ошибочно принимали за отложения пойменной фации аллювиальной толщи. Впервые на эту ошибку указал Н. П. Васильковский. Для горного сооружения и высокого предгорья с основными положениями Н. П. Васильковского следует согласиться, но в пределах подгорных равнин его схема, по-видимому, требует некоторого уточнения, так как в образовании покровной толщи существенное значение имеет процесс выпадения мути из паводковых вод, особенно в самом начале спада паводка.

После того как конус сформирован и подвергся расчленению, покровная толща продолжает развиваться. Эту ее часть (Б, 13) образуют осадки, выпадающие из вод, которые насыщают и «промывают» коллювиальные отложения. Бесчисленное множество блуждающих струй осуществляет сложный гравитационно-делювиальный процесс. В соответствии с кинетической энергией маломощные струи избирательно выносят мелкозем, отлагая его в виде покрова на поверхности конусов выноса.

#### СЕЛИ

Отложения грязевых и грязекаменных потоков встречаются в горном сооружении и предгорьях, особенно в семиаридных условиях. Они представляют собой один из промежуточных типов генетического ряда, который объединяет коллювиальные и фанлювиальные отложения горных стран. Сели широко распространены в областях с интенсивным физическим выветриванием крутых горных склонов. В периоды ливней из обломочного материала склонов образуются потоки. Стекая с большой скоростью по руслам горных речек и малых ручьев в долины главных рек, сели могут разрушать дороги, плотины и т. п.

Образованию и накоплению селеносного материала посвящена большая литература. Поэтому, не останавливаясь на специальных вопросах, ниже приводится лишь краткая характеристика селевых отложений, типичных для многих орогенных областей.

Селевые отложения по характеру распространения могут быть подразделены на зональные, закономерно расположенные в системе горное сооружение — межгорная впадина, и аональные, обусловленные специфической обстановкой, свойственной только данному району. Первые генетически в значительной степени предопределены геоморфологической и ороклиматической зональностью. Поэтому могут быть выделены типы селей, преобладающие в перигляциальной и экстрагляциальной зонах.

В перигляциальных условиях широко распространены гляциосели, которые по своему строению приближаются к солифлюкционным отложениям и часто их сопровождают. Гляциосели характеризуются весьма быстрым возникновением, обычно совпадающим с интенсивным снеготаянием. Они обладают отчетливо выраженной линейной формой залегания и обилием крупных глыб и валунов. Последние переносятся во взвешенном состоянии грязевыми потоками с высокой кинетической энергией. Гляциосели часто приурочены к экз-

рациональным ложбинам, начинающимся у устья снежников в истоках долин горных ручьев и малых речек. Характерной особенностью строения гляциоселей является обилие пылеватого мелкозема, заполняющего пустоты между крупными глыбами.

В экстрагляциальных условиях развитию селей способствует широкое распространение осыпей на склонах долин глубоко расчлененного рельефа внешней горной зоны.

Здесь преобладают грязекаменные, а в предгорьях — грязевые потоки. Эти разновидности связаны промежуточными типами и могут переходить друг в друга. Так, при значительной обводненности селя, грязевая составляющая начинает преобладать над каменной. В период, когда расход селевого потока убывает и резко падает его кинетическая энергия, грязевая компонента сокращается и начинается дифференциация потока на отдельные водные струи. Часто такие подземные «струи» продолжают функционировать в теле селя уже после завершения его накопления. Селевые отложения внеледниковых горных районов от гляциоселей отличаются меньшим количеством пылеватого мелкозема и преобладанием песчано-щебенисто-галечникового материала. Обычно селевые конусы могут залегать как на коренных породах, так и на аллювии главной реки в устье селеносного притока. Иногда вся долина притока оказывается неравномерно выстланной отложениями грязекаменных или грязевых потоков.

В семиаридных горных странах в период паводка русло периодически действующей реки частично или полностью «очищается» от селевых отложений и только огромные глыбы, которые водный поток не в состоянии перенести, остаются в русле и на пойме, образуя перлювиальные отложения. Переработка селевого материала осуществляется первоначально ручьями, функционирующими в теле грязекаменного конуса выноса притока.

Разновозрастные накопления селей в конусах выноса притоков встречаются в устьях малых горных речек с большими продольными уклонами и у оснований обводненных древовидных осыпей. Эти селеносные толщи иногда подразделяются почвенными горизонтами, образовавшимися за период эрозионной деятельности речки.

Продольные сечения селевых конусов можно видеть на участках их пропла речками, в устье которых они образовали преграды. Иногда выделяют обломочный материал разного происхождения и собственно тело селя, представляющее собой застывший грязекаменный поток с различным соотношением мелкоземистого субстрата (грязи) и валунно-глыбово-щебенистого материала. От рыхлого осыпного материала сопредельных подножий горных склонов селя обычно отличается плотным строением.

Благоприятные условия для образования селей в межгорных и предгорных впадинах возникают там, где склоны внутридепрессионных хребтов сложены неустойчивыми породами (суглинки, пески, галечники и др.). Здесь в периоды сезонных ливней образуются грязевые и грязекаменные сели, заполняющие маленькие долины притоков. Они скапливаются в виде конусов на пойме главной реки, часто загромождая ее русло.

Азональные сели приурочены к участкам локального повышенного стока коллювия на дно долины. Такие условия (легко разрушаемых пород) часто приурочены к зонам дробления и разрывам, подновляемым новейшими движениями. Здесь избирательно развивающиеся оползни, осыпание, чередующееся с обвалами и т. п., создают благоприятную обстановку для возникновения грязекаменного потока. Быстрые массовые перемещения обломочного материала по долинам пересыхающих ручьев приводят к накоплению отложений

сухих селей. Эти образования распространены меньше, чем грязекаменные потоки. Обычно они приурочены ко дну постоянно действующих речек и являются исходным материалом для образования грязекаменных потоков. Поступление обломочного материала со склонов усиливается, если сухой сель стимулирован землетрясением.

Известно, например, что Хаитское землетрясение (Тянь-Шань, 1949 г.) сопровождалось возникновением на склонах большого количества сухих *сейсмоселей*, объединившихся в долине главной реки Оби-Кабут в грандиозный грязекаменный поток.

Сочетание всех факторов селективного выветривания ослабленных зон «живых» разрывов и приуроченность к некоторым из них землетрясений создает благоприятные условия для формирования парагенетических комплексов селевых и обвально-гравитационных, реже обвально-оползневых масс, которые образуют естественные завальные плотины. Прорыв таких плотин может произойти при последующих сейсмических толчках или нарушении их устойчивости в результате инфильтрации вод сквозь обвальную массу. Эти явления приводят к образованию катастрофических грандиозных азональных селей.

Таким образом, в орогенных условиях зональные селевые отложения обусловлены региональным геоморфологическим и ороклиматическим строением горной страны; они проявляются систематически главным образом в периоды усиленного таяния ледников и снегов, а также сезонных ливней. Азональные сели, как правило, структурно обусловлены и генетически связаны с новейшим развитием разрывных нарушений. Сейсмосели являются одной из разновидностей структурно-обусловленных селей и способствуют возникновению особенно крупных и опасных грязекаменных потоков. Азональные сели генетически связаны и развиваются в комплексе с гравитационными процессами, особенно с обвалами.

Селевые конусы выноса рек и ручьев наряду с фанлювиальными характеризуются большой неравномерностью осадконакопления. Этот процесс в подавляющем большинстве случаев для крупных пролювиальных конусов ограничивается развитием первой, вершинной, зоны с потоковыми русловыми отложениями. Формирование второй, периферической, зоны, редуцированной и дренированной главной транзитной рекой, устанавливается только для малых конусов в плоскодонных долинах. Третья, фронтальная, зона в формах накопления долинного пролювия отсутствует. Таким образом, фанлювий горного сооружения представлен главным образом потоковыми русловыми отложениями со своеобразной покровно-пойменной толщей, облекающей конус и замещающей русловые отложения в присклоновых участках и реже у основания.

## 2. РАВНИННО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЕЖГОРНЫХ И ПРЕДГОРНЫХ ВПАДИН

Равнинно-пролювиальный генетический подтип, или подгорный пролювий, представляет собой отложения устьев местных и транзитных рек, не ограниченных склонами долин, т. е. накапливающихся в условиях свободного растекания на плоских или слабо наклоненных обширных поверхностях. Подгорный пролювий — это в значительной степени конечный результат процесса флювиального осадкообразования. В связи с новейшим тектоническим развитием подгорных равнин — непрерывным увеличением наклонов их поверхностей,

пролювий не полностью фиксируется в геологическом разрезе и подвергается частичному переотложению.

а. *Условия осадконакопления и рельеф сухих дельт и конусов выноса.* Аккумулятивные формы накопления подгорного пролювия различаются по условиям питания и гидрогеологическому режиму, степени завершенности осадконакопления и строению, а также по масштабам. *Сухие дельты* — отложения устьев транзитных рек с областью питания, лежащей в пределах горного сооружения, образуют наиболее мощные и обширные скопления уплощенной конусообразной формы. Конусы выноса — отложения устьев рек более высокого порядка: крупные — с областью питания, лежащей во внешних районах горного сооружения и высокого предгорья; малые конусы выноса — с областью питания (речек и ручьев) в пределах низкого предгорья и на его склонах, граничащих с подгорными равнинами. В особую группу могут быть выделены маленькие конусы с областью питания, лежащей в предгорных равнинах.

Строение конусов существенно отличается в соответствии с масштабами этих аккумулятивных форм и степенью завершенности их развития. Для сухих дельт и крупных конусов выноса три главные зоны, выделенные Е. В. Шанцером [89], имеют завершенное или почти завершенное развитие (рис. 49, А, Б). Так, во внешних районах низкого предгорья и сопредельной высокой подгорной равнины (А) располагается вершинная зона потоковых русловых отложений (а). По периферии морфологически выраженного конуса эту зону обрамляет веерная или периферическая зона. В большинстве случаев она приурочена к повышенной подгорной равнине (б). На почти нерасчлененной поверхности низкой равнины лежит фронтальная зона разливов с застойно-водной фацией пролювиальных отложений (в).

Все эти зоны развиты неравномерно в соответствии с наклоном поверхности, низкой равнины и характером дренирования конуса. Выделяются дельты и конусы выноса завершенного и незавершенного развития. Первые свободно развиваются на дне внутридепресссионных впадин — конечном базисе денудации; вторые — в различной степени ограничены в своем развитии рекой, которая их «подрезает», или дренируются озером. Так, даже в такой крупной межгорной впадине, как Ферганская, конусы в различной степени «подрезаны» и дренируются Сырдарьей. Своеобразное ограничение представляет и озеро Иссыккуль, в которое впадает множество транзитных и местных речек. На дне Иссыккульской впадины и ее склонах они формируют большое количество дельт и конусов выноса. Многие из них характеризуются незавершенным развитием: фронтальная зона может полностью отсутствовать и даже периферическая бывает значительно редуцирована. Разнообразие структурных условий определяет здесь большое количество незавершенных дельт и конусов выноса различных типов.

В областях развития обширных низких предгорных равнин (типа Закаспийской, Предкопетдагской, Голодностепской и др.) преобладают дельты и конусы выноса завершенного и почти завершенного развития. Здесь каждая зона имеет большую ширину и в ее пределах выделяются подзоны, типичные для семиаридных и аридных условий. Изучение этих подзон необходимо для определения режима поверхностных и грунтовых вод при оценке условий орошения. Ниже на примере дельт и конусов выноса среднеазиатских рек с завершенным и почти завершенным типом развития приводится характеристика подзон, определяющих рельеф и условия осадконакопления равнинного пролювия вершинной, периферической и фронтальной зон.

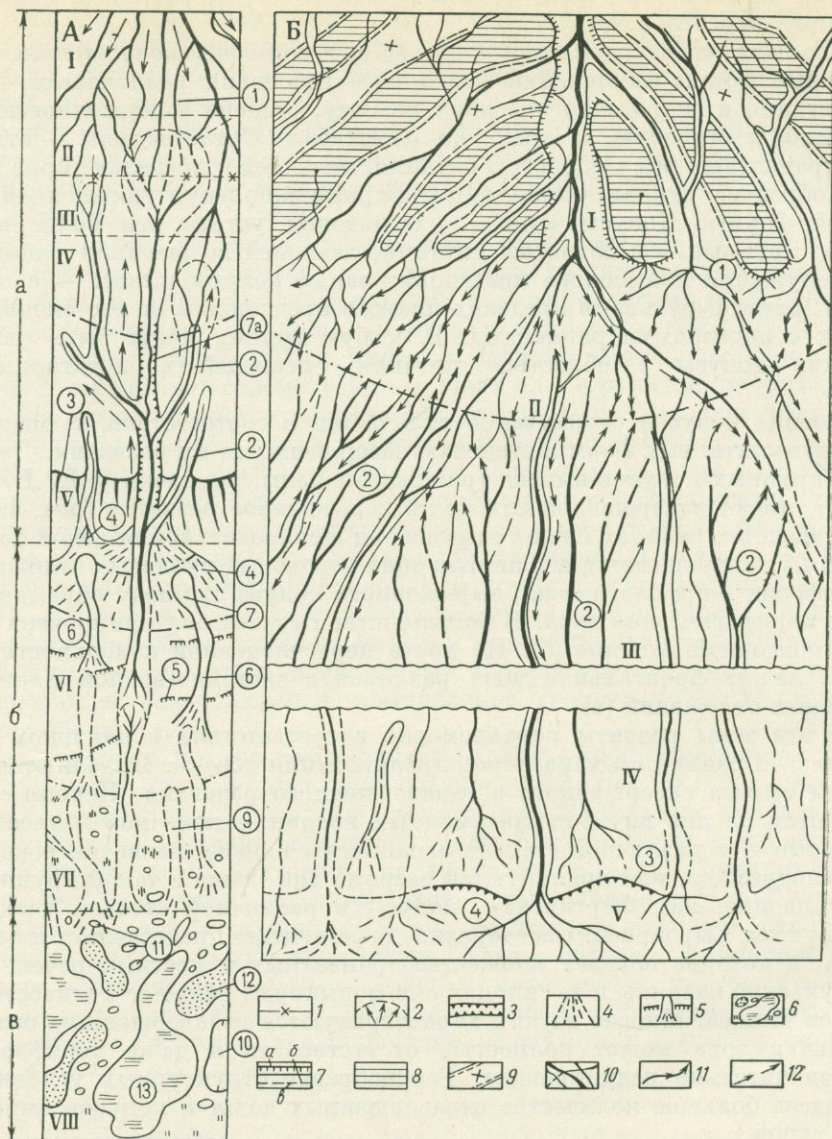


Рис. 49. Схема строения водотоков сухой дельты или крупного конуса выноса в условиях подгорных равнин

А — зональное строение конуса. Б — конусные и регрессивные водотоки. 1 — обобщенные очертания района и перехваты конусных водотоков; 2 — регрессивные водотоки, дренирующие грунтовые воды конуса выноса; 3 — значительные врезы водотоков; 4 — блуждающие водотоки; 5 — микроступенчатость, осложненная зарождающимися регрессивными водотоками; 6 — супесчано-песчаный бугристый рельеф и заболоченность; 7 — типы склонов подгорных равнин (а — крутой высокий, б — низкий, а — пологий неясных очертаний); 8 — фрагменты поверхности низкого предгорья; 9 — древние конусные протоки и водоразделы современных местных ручьев; 10 — долины и разветвления регрессивных водотоков; направления развития водотоков: 11 — поступательное; 12 — регрессивное. Цифры I—VIII, 1—13 и буквы а—в в пояснены в тексте

В пределах вершинной зоны могут быть выделены три подзоны: конусных водотоков (А, I), общего перехвата (А, II) и регрессивных водотоков (А, III). Верхняя и средняя части вершинной зоны сухих дельт и конусов выноса расчленены веерообразной системой водотоков, разветвляющихся к основанию морфологически выраженных конусов. В начале разветвления единого русла реки на водотоки глубина их врезания достигает 8—10 м, а в основании конусов (даже у крупных водотоков) не превышает 0,5—1 м (например, дельты рек Замина, Соха, Исфары в Ферганской впадине). Эти водотоки развиваются поступательно и являются эрозионными и эрозионно-аккумулятивными элементами рельефа, сформировавшимися в процессе образования сухих дельт и конусов выноса (I). По ним в предгорные равнины поступают потоки поверхностных и подрусловых грунтовых вод. В процессе развития конусные водотоки удлиняют свое русло от вершины к основанию конуса. Такие водотоки заслуживают специального выделения и в дальнейшем именуется конусными водотоками (А, 1).

В средней и нижней частях вершинной зоны зарождается другой тип водотоков, условно именуемых регрессивными. Последние органически вплетаются в систему конусных водотоков и дренируют поверхностные и подземные воды (А, 2). Они развиваются в обратном направлении, т. е. снизу вверх — от основания к вершине конусов. Возникновение и рост регрессивных водотоков обусловлены увеличением новейших наклонов поверхности подгорных равнин. Последовательное сокращение области прогибания и аккумуляции отражается в макроступенчатом строении поверхности и концентрическом расположении высокой, повышенной и низкой подгорных равнин относительно центра впадины.

На схеме Б показаны детали строения I, II и III подзон. Для высокой подгорной равнины, обладающей на границе с предгорьем значительными наклонами, в вершине конуса развиваются врезанные конусные водотоки (Б, I), постепенно выполаживающиеся к основанию конуса. Это — подзона с прямым стоком вод и отложением наиболее грубообломочной части потоковых русловых отложений.

Подзона общего перехвата — сопряжения конусных и регрессивных водотоков (Б, II) — характеризуется незначительной глубиной расчленения и изменением радиальных направлений стока. Здесь устанавливается характерный рисунок (в плане) перехватов, а также сочетаний русел вновь образовавшихся и унаследованных (А, II; Б, II). После перехвата регрессивные водотоки начинают «вползать» в ложа конусных водотоков в виде молодых врезов, распространяясь в направлении верховьев конусов выноса и сухих дельт.

Ниже (по течению) располагается III подзона зарождающихся регрессивных водотоков, которые начинают быстро углубляться (А, III; Б, III).

По периферии морфологически выраженного конуса выноса на высокой подгорной и на повышенной равнинах в пределах веерной зоны могут быть выделены четыре подзоны, отражающие развитие регрессивных водотоков. IV подзона соответствует наибольшему развитию регрессивных водотоков. Примерно в средней части высокой равнины они достигают значительных глубин (20—25 м). Такое расчленение наблюдается примерно до склона, ограничивающего высокую равнину (А, 3). Здесь начинается уменьшение глубины вреза регрессивных водотоков. Это изменение бывает ярко выражено при наличии отчетливого уступа между высокой и повышенной подгорными равнинами.

На повышенной равнине выделяется подзона общей разгрузки регрессивных водотоков (А, V). Здесь осуществляется переход врезанных (или

«фиксированных) регрессивных водотоков в ветвящиеся водотоки «вторичных» конусов выноса (А, 4). Очертания водотоков по мере их удаления от высокой равнины становятся все менее выразительными. Следовательно, глубина вреза регрессивных водотоков уменьшается к верховью и устью с максимумом, приуроченным к высокой равнине.

Ниже подзоны разгрузки регрессивных водотоков, примерно в центральной части повышенной подгорной равнины в связи с возрастающими наклонами ее слабым расчленением возникают две своеобразные формы микрорельефа: мелкая локальная ступенчатость поверхности (А, 5) и эмбриональные наземные слабо врезанные водотоки (А, 6). Эта часть веерной зоны выделяется в VI подзону блуждающих эмбриональных водотоков. Они «питаются» наземными и (преимущественно) грунтовыми водами конусов выноса и по характеру развития также являются регрессивными. Они отличаются от вышеописанных водотоков (III—V подзон) незначительной протяженностью, непостоянством ложбины (блуждание) и представляют собой наиболее примитивную — эмбриональную форму эрозии. Явление блуждания незакрепленных русел эмбриональных водотоков обусловило и повсеместную мелкую локальную ступенчатость повышенной равнины.

В пограничных участках повышенной и низкой равнин наземные эмбриональные эрозионные формы исчезают и замещаются линейно-ориентированными участками подземного стока, который фиксируется на поверхности суффузионно-просадочными ложбинами и воронками удлинённых очертаний, часто объединённых общим слабо выраженным понижением. Эта часть веерной зоны выделяется в VII подзону — преобладающего подземного стока.

В низкой равнине ступенчатость исчезает и замещается удлинёнными замкнутыми формами и формами изометрических очертаний. Это фронтальная зона разливов с комплексом характерных форм рельефа. К ним относятся: западный (А, 10), останцовый (А, 11) и эрозионно-золотый бугристый микрорельеф (А, 12). Последний почти повсеместно сопровождается и оконтуривается западинами — участками избыточного увлажнения (А, 13) ниже конусов эмбриональных водотоков. По окраине фронтальной зоны разливов неясно намечаются подзоны зарождающегося линейного стока (А, VIII) с удлинёнными формами заболоченностей, песчаных бугров, западин и т. п.

*б. Осадконакопление в водотоках в паводковый период.* Накопление равнинно-пролювиальных отложений происходит, главным образом в паводковый период и тесно связано с геоморфологическим строением сухих дельт и конусов выноса в семиаридных условиях. В поперечном сечении морфологически выраженной части конуса наблюдается закономерное распределение осадков при нарастании и спаде паводковых вод (рис. 50 А, Б). Затопление и осушение главных и второстепенных водотоков происходит не одновременно. Такой режим приводит к неравномерному накоплению мелкозема и песчано-галечникового материала в соответствии с живой силой потоков. Эти условия способствуют формированию ореола супесчаного и суглинистого мелкозема по периферии.

В зоне главных глубоко врезанных водотоков (А, 1, 2) условия для накопления мелкозема неблагоприятны и тонкий слой, образующийся при снижении паводка, обычно приурочен к склонам. Он быстро разрушается и выносится в более пониженные участки, отлагаясь по периферии водотоков. При значительном расчленении конуса паводки обычно уже не занимают всей его поверхности. В водотоках второстепенных и высокого порядка (А, 3, 4) спад паводковых вод приводит к осаждению основной массы наилка, размываемого ежегодно, и к его перетолжению и перемещению.

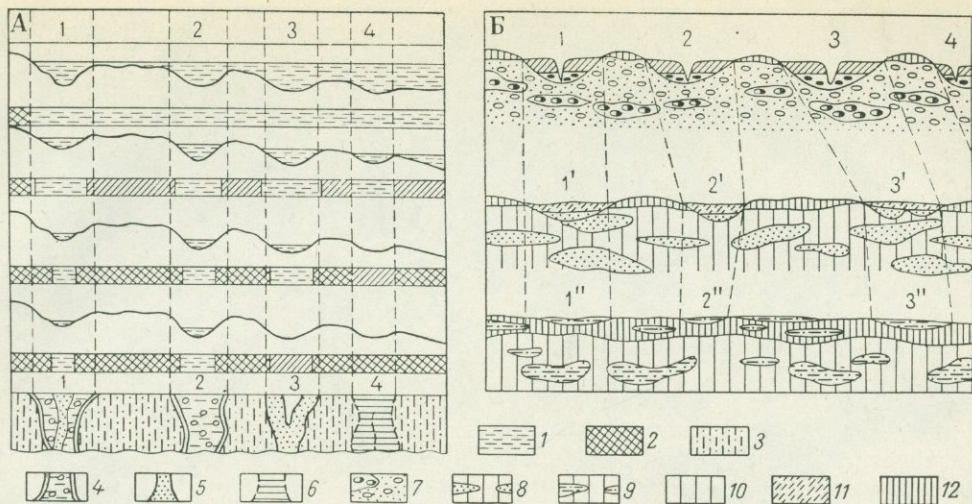


Рис. 50. Условия осадконакопления в протоках сухой дельты и крупного конуса выноса

А — последовательность осушения протоков в направлении от центра к склонам, Б — изменение врезов и механического состава осадков в протоках. 1 — паводковые воды; 2 — полное осушение; 3 — разновозрастные слои покровной толщи, формирующейся во время прохождения максимального паводка; наилки в усыхающих протоках при снижении паводковых вод; 4 — песчано-гравийные и гравийно-галечниковые отложения в руслах с главным расходом воды; 5 — супесчаные; 6 — суглинистые. Отложения в поперечных сечениях протоков: 7 — гравийно-галечниковые с песчаным заполнителем; 8 — песчаные; 9 — суглинисто-супесчаные; отложения покровного типа: 10 — суглинистые лёссовидные; 11 — супесчаные; 12 — суглинистые и глинистые нелёссовидные. Цифры 1—4 пояснены в тексте

В радиальных направлениях (от вершины конуса вниз по течению) выделяются три зоны: врезанных — закрепленных, полужакрепленных и свободных — блуждающих водотоков. Непрерывное увеличение наклонов подгорных равнин представляет собой основной источник энергии процессов расчленения пролювиальных отложений сухих дельт и конусов выноса. В этих условиях перетложение пролювия тесно переплетается с его расчленением. Соответственно в толще конуса формируются линзы отложений, которые образуются в результате вложения осадков ветвящихся и мигрирующих водотоков (схема Б). В условиях уменьшения продольных уклонов наиболее активное врезание лишь с частичной аккумуляцией будет происходить в зоне закрепленных водотоков.

В верхней части морфологически выраженного конуса могут быть выделены следующие характерные толщи: нижняя более древняя гравийно-галечниковая с отдельными валунами и песчаным заполнителем (Б, 1—4). Ее линзообразное строение обусловлено отложениями погребенных водотоков в условиях общего, но неравномерного прогибания подгорной равнины.

В средней части конуса водотоки только незначительно врезаны в древний пролювий (Б, 1'—3'). Верхняя — покровная толща мелкозема формируется из наилка максимального паводка, который оседает на межпроточных «водоразделах» и склонах в период переполнения основных водотоков. При новом паводке она частично переотлагается и перекрывается более молодыми толщами.

В основании конуса в условиях полужакрепленных водотоков глубина врезов уменьшается, а ширина несколько увеличивается (Б, 1''—3''). Это определяет более благоприятные условия для осаждения мелкозема на «водоразделах» между водотоками.



Рис. 51. Равнинно-пролювиальный генетический подтип. Фронтальная зона разливов и накопления застойноводной фации в пределах суглинистой (такырной) низкой равнины в зоне, граничащей с песками. Цифры 1—4 пояснены в тексте

Дальнейшее уменьшение глубины врезов приводит к нивелировке условий осадконакопления равнинного пролювия (рис. 51). В пределах верной зоны в условиях свободных блуждающих водотоков (1) из паводковых вод выпадает мелкозем и отлагается в полустойных или слабо проточных западинах (2). На низменных пространствах с длительной (неоген-четвертичной) аккумуляцией устанавливается современное разрушение пролювиальных равнин в результате их эмбрионального расчленения водотоками периферических частей конусов выноса. Слабое зарождающееся воздымание нерасчлененных приморских равнин отражается в замещении морских отложений континентальными — равнинно-пролювиальными — и трансгрессивном налегании пролювия на разновозрастные осадки четвертичных морей (например, отложения сухих дельт рек Сумбара и Атрека) или более древние континентальные четвертичные отложения (3 и 4).

Глубина расчленения и распределение отложений по крупности частиц зависят непосредственно от уклонов водотоков (тектонический фактор), водообильности и характера прохождения паводковых вод (гидрологический фактор).

Наращивание осадков пролювия в одних и тех же литофациях может иметь место только при однообразном прогибании и постоянном гидрологическом режиме. В условиях постепенного проникновения поднятий (от гор к центру равнины) происходит непрерывное смещение границ геоморфологических зон, которое приводит к трансгрессивному залеганию грубообломочного фанлювиального материала на суглинистом мелкозем в пределах конуса. Поэтому главные массы равнинного пролювия однообразного состава накапливаются в частных внутридепрессийных впадинах подгорных равнин (например, Сохская дельта в Ферганской межгорной впадине).

В ыделяются два типа разрезов равнинного пролювия. Разрезы первого типа характерны для центральных районов замкнутых частных впадин, которые заполняются отложениями преимущественно местных речек и ручьев. Здесь пролювий отлагается на нерасчлененной поверхности в виде покрова мелкозема. Разрезы монотонны и представлены лёссовидными суглинками, которые достигают десятков и даже первых сот метров (например, в Голодностепской и Предкопетдагской равнинах).

Разрезы второго типа (аллювиально-пролювиальные) встречаются в отложениях частных впадин, пересекающихся слабо врезанными ветвящимися руслами крупных транзитных рек с системой многочисленных притоков. Они, например, распространены в некоторых участках Ферганской котловины, где наблюдается парагенез аллювиальных отложений главной реки с пролювиальными, образующимися по периферии больших конусов выноса и сухих дельт притоков.

Следует отметить влияние упомянутых условий на строение четвертичных пролювиальных толщ. Суглинистый пролювий низких равнин Предкопетдагского прогиба и склонов Закаспийской впадины отличается от покровов подгорных равнин Ферганской и Таджикской межгорных впадин бóльшим содержанием глинистой фракции, а на границе с песчаными пустынями — запесоченностью.

#### СТРОЕНИЕ ПРОЛЮВИЯ В ПЛАНЕ И ПОПЕРЕЧНОМ СЕЧЕНИИ

Анализ больших конусов выноса в плане на границе предгорья и подгорных равнин позволяет выделить промежуточные формы между долинным и равнинным пролювием (рис. 52). Среди них выделяются сухие дельты и конусы выноса следующих широко распространенных типов (I, II, III).

Отложения конусов выноса местных речек (I) близки к фанлювию предгорий. Среди этих форм могут быть выделены отложения пролювия с отчетливо выраженными конусами выноса (1), со значительной протяженностью эрозионной долины (2) и верховьем (3), лежащим в высоком предгорье или во внешних районах горного сооружения (4). Для последних характерна большая водообильность и постоянный приток грунтовых вод; конусы речек с питанием в предгорье расчленены слабее. Все эти конусы дренируются верховьями слабо врезанными регрессивно растущих водотоков (5, 6).

Притоки высокого порядка (7) создают общий коллювиально-пролювиальный покров в основании склона предгорий (8). Регрессивные водотоки (9) дренируют общий непостоянный грунтовый поток.

Конусы выноса маленьких речек с современным местным питанием, но приуроченные к древним огромным хорошо разработанным долинам, характеризуются особым типом строения пролювия (II). Выше верховья современной речки (10) прослеживается древняя долина. Следы протоков ее отмершей дельты (11) плохо сохраняются в связи с их переработкой местными речками (12). Конус выноса современной речки (13) накладывается на отложения отмершей дельты (14) древней транзитной реки. Ее отмирание обычно совпадает со значительным сокращением оледенения в позднем плейстоцене в сочетании с интенсивным воздыманием предгорья. Бурением под молодой покровной толщей мелкозема (14) устанавливается огромный древний валунно-галечниковый конус выноса (15), сложенный экзотическими породами центральных регионов горного сооружения. Мощность плейстоценовых галечниковых толщ здесь достигает многих десятков, а иногда и первых сот метров. Выделение погребенных отложений отмерших дельт имеет большое значение при исследовании

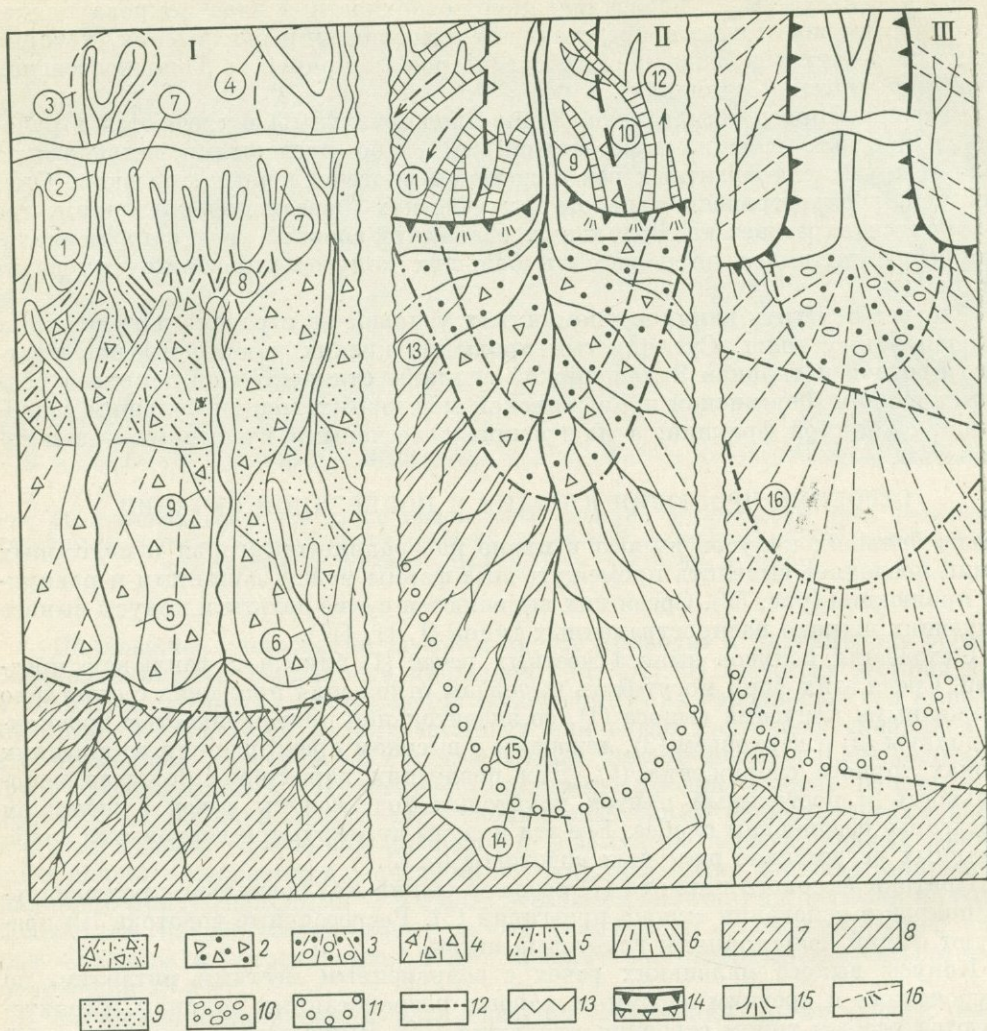


Рис. 52. Формы накопления и строение сухих дельт и конусов выноса (план) в пределах подгорных равнин

Русловые отложения: 1 — супесчано-щебенистые; 2 — щебенисто-гравийно-галечниковые; 3 — валунно-галечниковые. Покровно-пойменные отложения: 4 — щебенисто-супесчаные; 5 — песчано-супесчаные; 6, 7 — супесчано-суглинистые (6 — конусов выноса, 7 — поверхности подгорных равнин). Отложения подгорных равнин в продольных сечениях долин: 8 — преимущественно суглинистые пойменные; 9, 10 — русловые (9 — песчаные, 10 — галечниковые); 11 — границы галечниковых отложений древних сухих дельт; 12 — фазы миграции конусов выноса; 13 — размывы границы покровов мелкозема; 14 — обрывы на склонах ущелистых долин; 15 — начало ветвления водотоков; 16 — участки конседиментационного развития частных поднятий на глубине. Цифры I—III и 1—17 пояснены в тексте

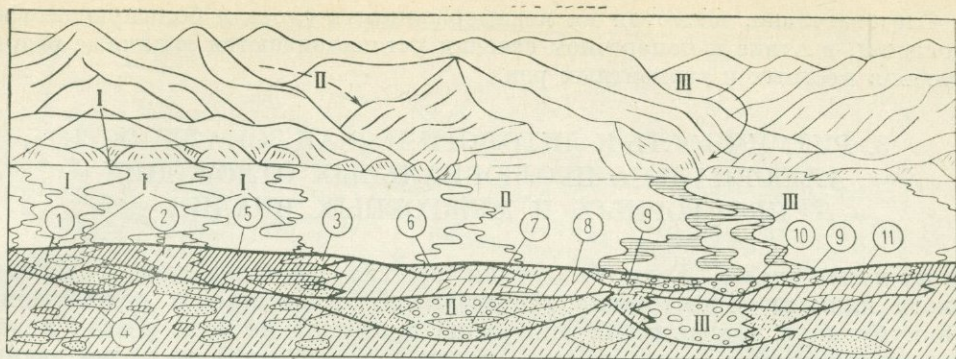


Рис. 53. Схема строения сухих дельт и конусов выноса в поперечном сечении и детали строения межконусных пространств. Условные знаки см. на рис. 52. Цифры I—III и 1—11 пояснены в тексте

семиаридных равнин в целях их ирригации, так как они представляют собой прекрасные коллекторы пресных грунтовых вод.

Сухие дельты транзитных рек с унаследованным развитием и с питанием в высокогорных областях характеризуются наиболее развитыми долинно-пролювиальными отложениями (III). Здесь формируются вложенные разновозрастные генерации сухих дельт с различной степенью смещения относительно друг друга. Основания систем конусных водотоков и галечниковых отложений потоковой (или вершинной) части этих разновозрастных дельт также оказываются смещенными в результате втягивания подгорной равнины в область расширяющегося поднятия (16, 17).

Анализ пролювиальных отложений в поперечном сечении (по данным бурения) устанавливает, что наиболее разнообразными оказываются разрезы подгорных равнин, тяготеющие к районам, которые граничат с предгорьем (рис. 53). Здесь (так же как и в плане) отчетливо различаются линзообразные галечниковые вложения сухих дельт и конусов выноса (I, II, III) в толще супесчано-суглинистого флювиального материала.

Отложения конусов выноса местных речек (I) обычно развивались в промежутках между сухими дельтами (III) и большими конусами выноса (II). В поперечном сечении межконусные пространства имеют пестрое строение благодаря малым линзообразным телам (1, 2, 3). Но главное различие между районами развития конусов (I, II) и межконусных пространств — это преобладание в пределах последних песчаных линз (4). Они представляют собой погребенные конусы выноса рек, более водообильных по сравнению с современными. Отложения водотоков современных рек верхней части конусов подразделяются линзами глин, иногда пылеватого облика (5).

Конусы выноса маленьких речек, приуроченных к долинам отмерших рек (II), отчетливо выделяются в виде супесчаных линзовидных тел (6). От древних русловых отложений отмерших прарек (7) они изолированы мощной толщей суглинков (8).

Сухие дельты транзитных рек с унаследованным характером развития (III) представлены более грубым материалом (9). От древних отложений прарек (10) они отделены маломощными местами размытым суглинком (11).

Следовательно, несмотря на невыдержанность слоев и большую пестроту отложений, в плане и поперечном сечении устанавливаются типичные разрезы пролювия местных и транзитных рек.

### 3. РИТМИЧНОСТЬ И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АЛЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДГОРНЫХ И МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН

*Ритмичность толщ.* Если отложения неогена накапливались в условиях теплого климата с постепенно возрастающей аридностью и похолоданием, то аккумуляция четвертичных отложений протекала на фоне резких колебаний — потеплений в межледниковые эпохи и похолоданий во время великих плейстоценовых оледенений горного сооружения.

Существенной особенностью формирования пролювиально-аллювиальных отложений являются значительные и длительные изменения климата в области сноса — горном сооружении, сказавшиеся не только на осадках, приносимых реками, но и на климате межгорных и предгорных впадин (в смягченной форме).

Обращает на себя внимание угнетенный характер оледенения многих передовых хребтов горных сооружений. В значительной степени на развитие оледенения негативное воздействие оказывала близость обширных равнин с семиаридным жарким климатом. Возможно, общие изменения климата в данных условиях могут быть сопоставлены с ритмичным строением флювиальных четвертичных отложений подгорных равнин. Сравнительный анализ поперечных и продольных сечений конусов (по данным бурения) позволяет выделить (особенно для древних отложений) ритмы, состоящие из двух толщ: а) верхней с относительно тонким механическим составом, б) нижней — с преобладанием пород сравнительно грубого механического состава. Верхней части ритма соответствуют преимущественно суглинки, часто лёссовидные, сменяющиеся в областях, пограничных с предгорьем, супесчаными разностями и на удалении от гор — глинами. В определенных структурных условиях — на сводах конседиментационно развивающихся поднятий или в пределах частных впадин — эти общие закономерности нарушаются вследствие локальных изменений мощностей и фаций флювиально-пролювиальных толщ. Но в целом ритмичное строение сохраняется, отражая влияние климата с его периодическими изменениями. Поэтому верхние части ритма — накопление тонких пылеватых суглинистых отложений — следует сопоставлять с широким развитием перигляциальной зоны в условиях повышенного увлажнения на подгорных равнинах, т. е. с периодами своеобразных затяжных паводков в межледниковые эпохи. Нижние части ритма представлены главным образом галечниковыми и гравийными разностями, которые на удалении от гор сменяются супесями с прослойками песков. Более благоприятными условиями их образования являются сокращение перигляциальной зоны и увеличение гляциальной, в сочетании с возрастающей скоростью роста гор и уклонов долин. Так, например, в подгорных равнинах Средней Азии (по данным бурения) устанавливается отчетливо выраженная ритмичность четвертичных отложений.

*Литологическая зональность.* В пограничных районах предгорья и подгорных равнин, на участках развития крупных сухих дельт С. Н. Вебер [11], а позднее С. С. Шульц [91] наблюдали миграцию и дислокации сухих дельт. Они рассматривали процесс осадконакопления флювиальных отложений, учитывая новейшее развитие структурных форм на склонах межгорных и пред-

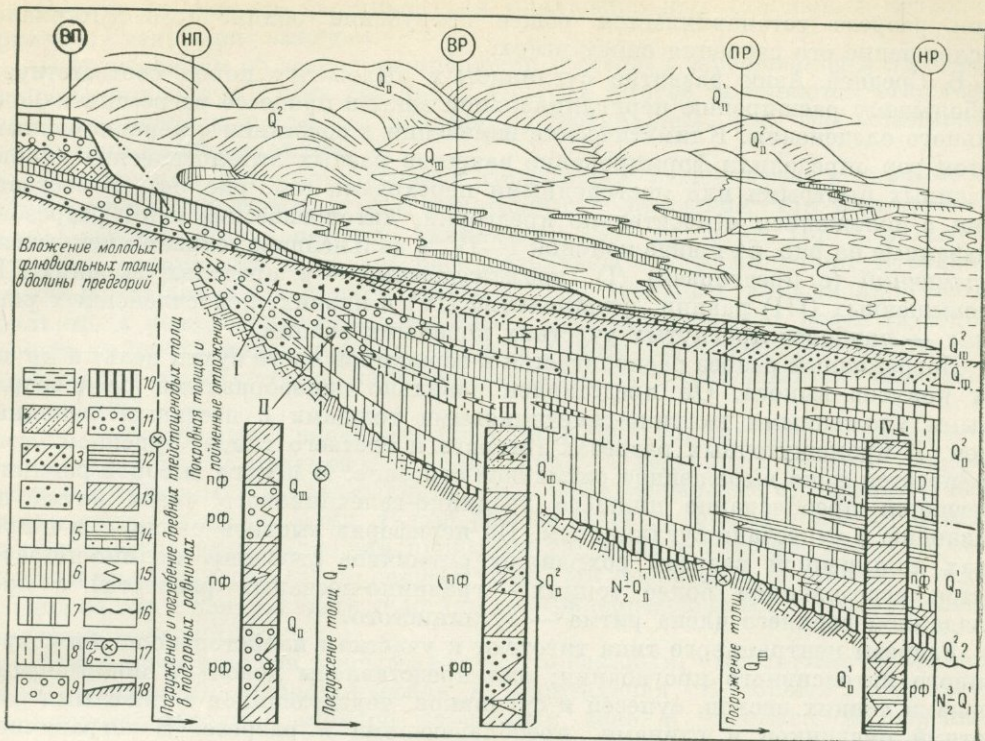


Рис. 54. Сухие дельты и конусы выноса в продольном сечении

Литологическая зональность, ритмичность строения и явление «ножниц»: I — на границе с предгорьем, II — в пределах высокой и повышенной равнины, III — в центре частных впадин низкой равнины, IV — в низких нерасчлененных равнинах. 1, 2, 3 — флювиальные отложения конусов выноса и сухих дельт современной гидросети; 4—13 — то же, древней гидросети: 4 — пески, 5, 6, 7 — суглинки, 8 — супеси, 9—11 — гравийно-галечниковые толщи, 12 — глины, 13 — суглинки; 14 — дочетвертичные отложения; 15 — замещение; 16 — граница с размывом; 17 — границы (а — ритмов), б — ритмов); 18 — русло главной реки в продольном сечении, пф — пойменная фация, рф — русловая фация

горных впадин. В некоторых работах [39 и др.] приводятся морфология равнинно-пролювиальных аккумулятивных форм и только статическая схема ветвящейся сухой дельты или конус выноса. В горных странах строение сухих дельт и конусов выноса более сложное — динамическое, а процесс осадконакопления является незавершенным. Поэтому корреляция рельефа с разновозрастными осадками и стратификация флювиальных толщ подгорных равнин невозможны без анализа процесса отмирания областей аккумуляции в связи с втягиванием склонов впадин в расширяющуюся зону предгорий. Можно указать на следующие изменения мощностей и литологического облика толщ пролювия, наблюдаемые в продольных разрезах подгорных равнин (рис. 54).

Вся плейстоценовая толща характеризуется значительной мощностью, которая увеличивается от гор к центру впадин. Миграция молодых отложений в этом же направлении отражает возрастающий уклон склона предгорной или межгорной впадины в связи с процессом расширения горного сооружения. Отложения четвертичных разновозрастных толщ на границе предгорья — подгорные равнины погружаются, это по мере удаления от гор сопровождается общим измельчением обломочного материала и увеличением мощностей. В каждом

таким разрезе устанавливается общее поглубение обломочного материала и усложнение его строения снизу вверх.

В Средней Азии развитие суглинистых пылеватых пород соответствует наибольшему расширению перигляциальной зоны в процессе регрессии максимального оледенения. Климатические изменения в сочетании с неравномерным ростом гор определили формирование разрезов разных литологических типов, связанных быстрыми или постепенными переходами (см. рис. 54). В соответствии с положением относительно предгорий, литологические типы разрезов, показанные на рис. 54 в виде колонок I—IV, в дальнейшем условно именуется: *пограничный* (с предгорьем) (I), *промежуточный* — в пределах высоких (II) и повышенных (III) равнин, *центральный* (IV) в низких, нерасчлененных равнинах — наиболее прогнутых участках новейших впадин.

Пограничный разрез располагается в вершинной части сухих дельт и крупных конусов выноса. Он представлен довольно однообразными разновозрастными вложенными валунно-галечниковыми толщами с песчаным заполнителем. В промежуточных разрезах (второго и третьего типов) бурением устанавливается ярко выраженное ритмичное строение. В центре высокой равнины отмечается преобладание нижнего гравийно-галечникового члена ритма по сравнению с супесчано-суглинистым. По периферии высокой равнины и в пределах повышенной разрезы сохраняют ритмичное строение, но оно определяется чередованием более тонких — гравийно-песчаных разностей с преобладанием верхнего члена ритма — суглинистого.

Разрезы центрального типа тяготеют к участкам плейстоценового и современного интенсивного прогибания; они представлены довольно монотонными толщами тонких песков, супесей и суглинков, чередующихся с тяжелыми разностями суглинков и глинами, преобладающими в разрезе. В пограничном и центральном разрезах ритмичность выражена неясно, т. е. в районах, непосредственно граничащих с предгорьем, и на участках, испытывающих длительное активное прогибание. Таким образом, ритмичное строение аллювиально-пролювиальных отложений не везде ярко выражено. По-видимому, в каждой межгорной и предгорной впадине имеется участок оптимального развития ритмично построенных толщ, которые к предгорью и центру равнин замещаются толщами с более однородным строением. В малых конусах выноса ритмичность выражена хуже, часто она вообще не улавливается в однообразных щебенисто-галечниковых толщах с суглинистым заполнителем.

Отчетливая и слабая выраженность ритмов отчасти объясняется их различной мощностью в районах, пограничных с предгорьем, и в центре впадин — низких подгорных равнин, а также различной степенью влияния изменений климата и тектонического поднятия по мере удаления от гор. Сравнительный анализ данных буровых скважин позволяет сделать вывод, что различие мощностей ритмов в сочетании с изменением материала (от гор к предгорьям) определяет общую литологическую зональность отложений.

На фоне *общих* изменений (от валунно-галечниковых толщ до суглинистых) устанавливается *локальные* изменения, связанные с новейшим развитием структурных форм — поднятий и впадин. В пределах подгорных равнин — это конседиментационно развивающиеся складчатые деформации, осложненные разрывами. Складки и блоки древних пород испытывают дифференцированные положительные и отрицательные движения, которые происходят на фоне неравномерного прогибания и накопления флювиальных толщ. Вследствие сложности общих и частных движений здесь возникают различные изменения фаций и мощностей флювиальных толщ.

Сравнение условий формирования пролювиальных отложений позволяет прийти к следующим выводам:

1) по условиям образования пролювия и степени завершенности процессов осадконакопления в сухих дельтах и конусах выноса выделяются отложения двух генетических подтипов: долинно-пролювиальные, или фанлювиальные, и равнинно-пролювиальные;

2) источники питания пролювия горных рек существенно различны; поэтому могут быть выделены как полигенные образования, так и парагенетические сочетания, закономерно сменяющие друг друга от гор к равнинам. В горном сооружении наиболее распространены солифлюкционно- и гравитационно-фанлювиальные конусы выноса, а на равнинах аллювиально-пролювиальные и реже озерно-пролювиальные. Для практических целей (в золотоносных районах) подразделение конусов выноса по источникам обломочного материала в ряде случаев помогает уточнить пути миграции металлоносных отложений;

3) пролювий тесно переплетается с аллювием горных рек, образуя полигенные покровы на поверхности пойм, террас и подгорных равнин. Эти флювиальные толщи могут представлять собой разновозрастные отложения и парагенезы аллювия и пролювия. В поперечном сечении горных долин транзитных рек разновозрастные отложения пролювия тяготеют к склонам долин, а более молодые входят в состав покровных толщ. На подгорных равнинах (в направлении от гор к центральному участку внутридепрессийных впадин) пролювий замещает аллювий;

4) строение конусов выноса является зональным; выделяются три главные зоны: вершинная, периферическая и фронтальная. В горных сооружениях формируется преимущественно вершинная зона в условиях непрерывного размыва основания морфологически выраженного конуса; на подгорных равнинах создаются благоприятные условия для образования периферической зоны конуса, которая в различной степени подвергается разрушению. На обширных нерасчлененных низких равнинах, не испытывающих прогибания, все три зоны получают полное развитие с преобладающим (территориально) распространением периферической и фронтальной зон;

5) для сухих дельт и больших конусов выноса может быть выделен ряд подзон, отражающих особенности условий осадконакопления и расчленения. Наиболее важным для практических целей (орошение) является разграничение подзон развития конусных водотоков, насыщающих конус выноса поверхностными и грунтовыми водами и регрессивных водотоков — дренирующих конус;

6) в строении конусов (снизу вверх по разрезу) устанавливается ритмичное строение с чередованием грубо- и мелкообломочного материала; наиболее ярко оно выражено в сухих дельтах и крупных конусах в высоких равнинах. При приближении к горам мощность мелкообломочного материала резко сокращается и он выпадает из разреза, на значительном удалении от гор полностью исчезает грубообломочный материал. Это определяет общий литологический облик разрезов разновозрастных толщ пролювия в различных зонах — вершинной, периферической и фронтальной;

7) отложения селевых грязевых и грязекаменных потоков в генетическом отношении близки к фанлювию малых речек и отложениям сухих селей — к коллювию. Эти две разновидности, как правило, развиваются в парагенезе в процессе формирования главного селевого потока. Они представляют собой промежуточный член генетического ряда, объединяющего отложения склонов и горных рек.

## ГЕНЕЗИС ПЫЛЕВАТОГО МАТЕРИАЛА ЛЁССОВИДНЫХ ПОРОД

Происхождение лёссовидных пород, слагающих покровы предгорий и поверхности региональных террас в области горообразования, постоянно интересует исследователей: геологов-четвертичников, географов, гидрогеологов и др. В этом нет ничего удивительного, если вспомнить, что эти породы являются плодородными. Главнейшие оазисы и города среднеазиатских республик расположены на лёссовидных породах. Гидротехнические и другие инженерные сооружения часто возводят на лёссовидных суглинках. Поэтому их изучение представляет не только научный, но и большой практический интерес.

В рамках данного исследования невозможно даже перечислить огромную литературу, множество гипотез и разнообразные высказывания о причинах образования пород лёссовидной группы, тем более, что есть сводки с обстоятельным анализом существующей литературы в монографиях, специально посвященных этим проблемам [4, 33, 39].

Образование лёссовидных пород органически связано с процессом формирования четвертичного покрова. Поэтому на основании материала по строению и особенностям накопления различных генетических типов отложений в горных сооружениях, предгорьях и подгорных равнинах ниже описывается сложный путь возникновения, транспортировки и накопления пылеватых частиц, составляющих основную массу лёссовидных пород.

Исследование лёссового комплекса в условиях горных стран должно включать выяснение путей образования исходного — пылеватого материала и его дальнейшего изменения с учетом конкретной орографической и климатической обстановки. В этом отношении формирование лёссовых пород распадается на следующие этапы: 1) возникновение основной массы пылегато-щебенистого материала вместе с крупными обломками; 2) первичная гравитационная дифференциация при переносе с места образования к ближайшему временному базису денудации; 3) транспортировка из области общего сноса в область аккумуляции и дальнейшая гравитационная дифференциация; 4) накопление основной массы уже относительно однородных пылеватых пород, диагенез и последующее многократное переотложение различными путями в условиях отмирания областей аккумуляции — сокращения и членения на частные впадины древних обширных межгорных и предгорных впадин.

Возможно, что досадной методической ошибкой некоторых исследований, связанных с проблемой лёссообразования, было изучение лишь этапов длительного процесса формирования лёссовых пород. Это лишало возможности проследить всю историю возникновения и преобразования пылеватого материала,

тем более, что в горных и равнинных регионах климатические, орографические и структурные условия формирования лёссового комплекса различны.

**Области образования пылеватого коллювия, его первичная гравитационная дифференциация и транспортировка.** Изучение строения четвертичного покрова горных стран позволяет выделить две благоприятные обстановки формирования пылеватого мелкозема в процессе (преимущественно) физического выветривания горных пород. К первой относятся окраинные районы гляциальной зоны и вся перигляциальная, ко второй — условия сурового, холодного, влажного климата с сезонным, но долголежащим снежным покровом. Ниже рассматриваются некоторые особенности возникновения и накопления пылеватого мелкозема в коллювии для каждой из выделенных обстановок.

*Окраинные районы гляциальной зоны и перигляциальная зона.* В условиях интенсивного физического выветривания и режеляции на водоразделах и пологих склонах образуется большое количество щебенистого материала, погруженного в массу пылеватого мелкозема. В различных геоморфологических зонах горного сооружения пути формирования и транспортировки лёссовидных пород различались. Во внутренней (I) геоморфологической зоне на обширных водоразделах и пологих склонах в условиях многолетней мерзлоты преобладают процессы физического выветривания и делювиально-солифлюкционного течения материала. Во внешней (II) зоне большое значение приобретают гравитационные процессы перемещения продуктов выветривания на крутых грандиозных склонах.

В плейстоцене формирование щебенисто-пылеватого материала достигало значительных масштабов в результате широкого распространения древних перигляциальных зон и процессов режеляции. Наиболее высокая интенсивность коллювиального сноса щебенисто-пылеватого материала соответствовала периоду таяния ледников и активизации делювиально-солифлюкционного течения на склонах. В связи с прогрессирующим развитием крутизны склонов активизировалось оползание некоторых массивов коллювиальных отложений, особенно в начале потепления климата, таяния ледников, снежников и долголежащих снежных покровов.

Первичной областью накопления щебенисто-суглинистых масс являлись расположенные ниже более пологие участки склонов. Часто эти уступы представляли собой фрагменты днищ древних долин (эрозионно-денудационных врезов). Постепенно смещаясь на более низкие уровни, коллювий накапливался в виде различных осыпей подножий, конусов гравитационного накопления и конусов выноса эмбриональных ручьев. В процессе непрерывно-прерывистого перемещения на горных склонах происходила первичная гравитационная дифференциация: формирование покровных толщ на грубообломочных породах и еще очень незначительный вынос мелкозема (см. рис. 55).

При регрессии оледенения перигляциальная зона расширялась за счет сокращения гляциальной. Это способствовало развитию множества обводненных древовидных осыпей с удлинненными желобами коллювиального стока и сети разветвленных ручьев, по которым регрессивная эрозия проникала в трюги-притоки. Оживление геологической деятельности рек в верховьях трюговых долин привело к дальнейшему разрушению моренно-солифлюкционных отложений и выносу мелкозема в долины более крупных транзитных рек. Следовательно, основным источником пылеватого материала, поступающего в местные (главным образом) и в транзитные горные реки, являются отложения, образовавшиеся под воздействием коллювиальных процессов — различные накопления коллювия в нижней части горных долин.

Наиболее ярко пути миграции щебенисто-суглинистого коллювия можно наблюдать в перигляциальной области высокогорного и глубоко расчлененного рельефа второй геоморфологической зоны. Так, например, в долинах рек Гунта, Ванча, Бартанга (Западный Памир) широко распространены цирки и кары с древними моренами, моренно-солифлюкционными и солифлюкционно-гравитационными потоками, богатыми мелкоземом, под которыми часто погребены угасающие мертвые ледники. Эти древние морены и солифлюкционно-моренные толщи в современную эпоху интенсивно разрушаются в процессе углубления молодых ущелистых долин.

На рис. 55 показана полевая зарисовка (А) наиболее типичных участков разрушения склонов долины и древних отложений. Она не соответствует схеме (Б), выполненной на значительную территорию (в более мелком масштабе) для участка сопряжения основания склона и дна этой же долины. Идентичные по генезису и морфологии образования на схемах А и Б показаны одинаковыми цифрами.

В долине Ванча и в других долинах высокогорных регионов Памира и Тянь-Шаня часто можно наблюдать, как ниже всякого трога с древней мореной (А, Б, 1) встречаются экзарационные желоба (А, 2) с коллювиальным стоком. В основании желобов располагаются мощные конусы преимущественно голоценового гравитационного накопления, состоящие почти из неокатанных обломков с частично вымытым мелкоземом (А, 3). Лёссовидный суглинок иногда присутствует в виде тонкого покрова на конусе, но еще чаще заполняет промежуток между обломками. Большое количество мелкозема встречается в основании древних потоков солифлюкция (А, 4) и конусах солифлюкционного накопления (А, 5). Если ледник загромождал долину притока высокого порядка мореной (А и Б, 6), то конус выноса притока (Б, 7), значительно обогащался пылеватым материалом из древних гляциальных отложений. Подобное явление весьма широко распространено на Центральном и Южном Памире (р. Аличур в районе Сасыккульской впадины, р. Гунт у с. Багыв, р. Памир и др.).

Линейные формы коллювиального стока суглинисто-щебенистых масс (в перигляциальных условиях) пространственно связаны с цирками и карами. Иногда ниже современного летящего снежника в древнем цирке (А, 8) с мореной располагаются эмбриональные ложбины солифлюкционного стока и конусы накопления на дне главной долины с отложениями типа гляциоселей (А, 9). Сюда же стекают разнообразные солифлюкционно-гравитационные потоки (А, 10) из древних каров (А, Б, 11) и кароподобных ниш (А, 12) с современными снежниками.

В связи с общим потеплением климата, в нижней части долины реки широко распространены различные обвально-осыпные отложения: они образуют коллювиальные шлейфы (Б, 13, 14), иногда обводненные конусы накопления в основании древовидных экзарационных желобов (А, 15). Обломочный материал, слагающий их, состоит не только из продуктов физического выветривания склонов, но и из переотложенных коллювиальным путем древних морен и покровов солифлюкция. Поэтому эти образования часто имеют плотное сложение с суглинистым пылеватым материалом — заполнителем пустот в теле осыпей.

В нижней части склонов щебенисто-суглинистые потоки размываются и поступают на дно речных долин (А, 16). На поверхностях террас и пойм коллювий частично переотлагается и образует характерные для этих районов палево-бурые и палево-серые покровные толщи. Последние залегают в виде чехлов на коренных породах или на разновозрастных фанлювиальных и гравитационных отложениях.

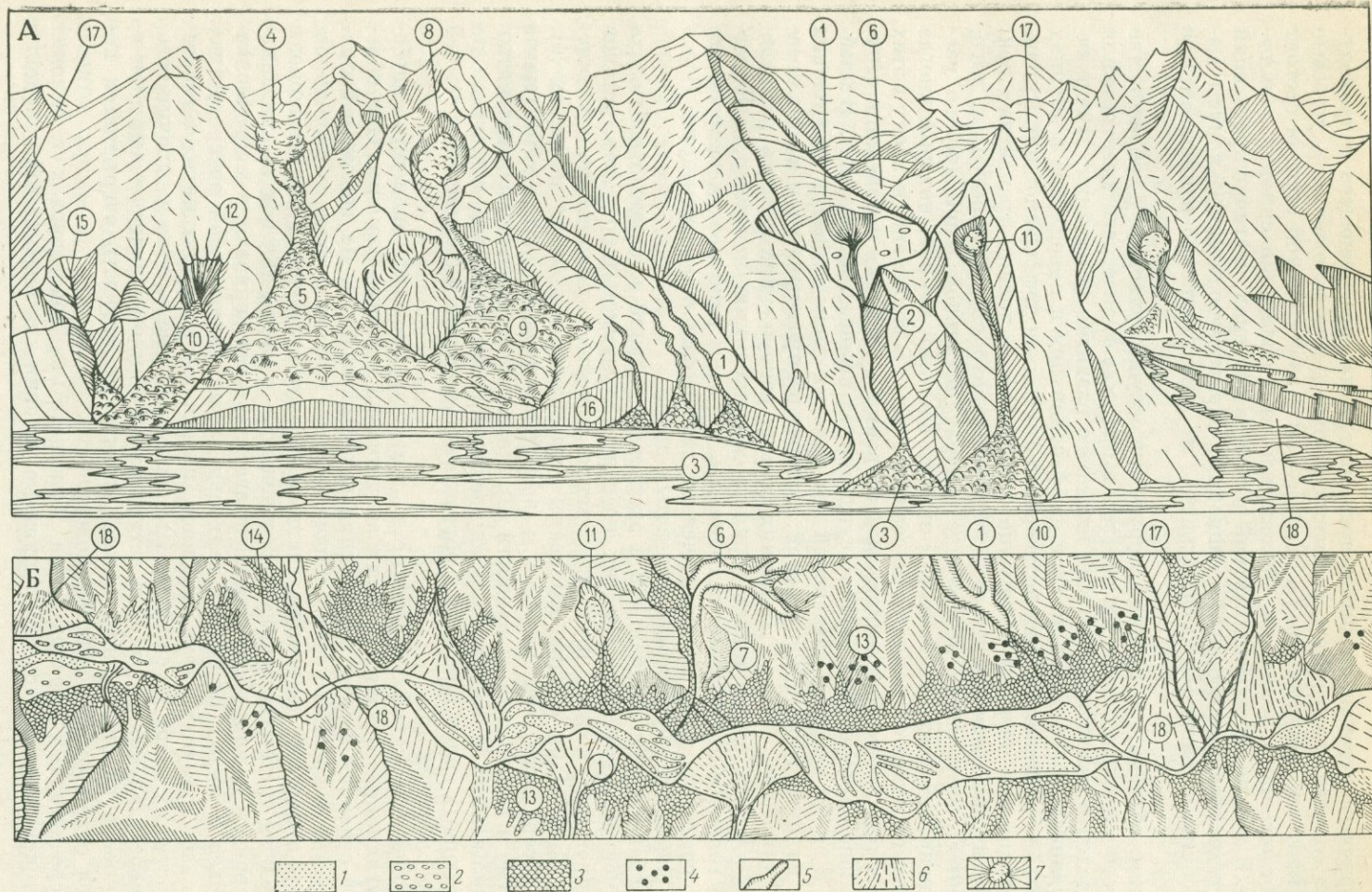


Рис. 55. Область размыва коллювия и фанлювия в пограничных районах древней перигляциальной зоны и начало переноса пылеватого материала реками горного сооружения

А — общий вид, Б — план; 1, 2 — разновозрастный аллювий; 3 — коллювий, 4 — коллювиально-фанлювиальные отложения в присклоновых участках долины; 5 — древние морены и солифлюкционные потоки. Отложения конусов выноса: 6 — древние, 7 — молодые. Цифры 1—18 пояснены в тексте

Вторичным источником пылеватого материала, поступающего в транзитные реки горного сооружения, являются флювиальные отложения — устьевые выносы притоков местных рек (А, Б, 17). Они в значительной степени состоят из переотложенного коллювия, накопившегося в основании склонов долины-притока. В долине главной транзитной реки этот материал, частично прошедший водную и гравитационную дифференциацию, образует полигенные конусы выноса — солифлюкционно-фанлювиальные и гравитационно-фанлювиальные (А, Б, 18).

Таким образом, в горном сооружении осуществляется: 1) образование пылеватого материала, главным образом в процессе физического выветривания водоразделов и склонов в условиях широкого развития режеляции; 2) первичная — склоновая — гравитационная дифференциация и накопление в долинах притоков; 3) вторичная (весьма незавершенная) водная дифференциация в долинах притоков при переносе обломочного материала в долины транзитных рек.

*Районы с долголежащим сезонным снежным покровом.* В современных высоких горных сооружениях на границе с перигляциальной зоной широко распространены летующие снежники, и зимний снежный покров, который иногда в виде редких пятен сохраняется до середины лета. В современную эпоху в этих районах в результате физического выветривания в условиях подснежной денудации также образуется щебенисто-суглинистый пылеватый материал. В плейстоцене в эпохи великих оледенений эти условия господствовали во внешних районах высоких горных сооружений, местами распространяясь и в зоне предгорий (Тянь-Шань, Памир). В низких горных сооружениях область развития сурового климата ограничилась горными сооружениями (например, в Копетдаге). В голоцене эти условия сохранились только в наиболее высоко расположенных регионах, т. е. на ограниченной территории и фрагментарно. Здесь также происходит образование пылеватых пород.

На границе перигляциальной и экстрагляциальной зон можно наблюдать одновременное разрушение древних щебенисто-суглинистых покровов, потоков и формирование новых, преимущественно линейных коллювиальных форм (рис. 56). Благодаря обилию пылеватого материала в древних покровах (1), на их поверхности при размыве и выветривании образуются характерные столбчатые и конические отдельности (2). Дальнейшее разрушение столбчатых солифлюкционных и солифлюкционно-делювиальных покровов и потоков на склонах горных долин приводит к образованию молодых и современных осей плотного сложения (3).

Голоценовые солифлюкционные и делювиально-солифлюкционные щебенисто-суглинистые потоки (4) имеют значительно меньшие размеры. Они образуются в основном за счет разрушения реликтовых форм. Их верховья сопряжены с устьями древних каров и кароподобными нишами летующих снежников. Продукты нивальной денудации, главным образом мелкозем, в летние периоды подвергаются систематическому переотложению и сносу, так как коллювиальные покровы и потоки расчленяются разветвленными верховьями многочисленных ручьев и малых речек. Их верховья представляют собой очень густую, но еще слабо врезанную сеть ложбинок, интенсивно углубляющихся и регрессивно растущих вверх по склонам. Это обстоятельство — одна из причин того, что по мере удаления от районов летующих снежников и долголежащих снежных покровов склоны горных долин утрачивают мягкость очертаний и появляются обнаженные скалистые поверхности.

В среднегорных странах (типа Копетдага) на водоразделах и склонах в плейстоцене создавались благоприятные условия для подснежной денудации

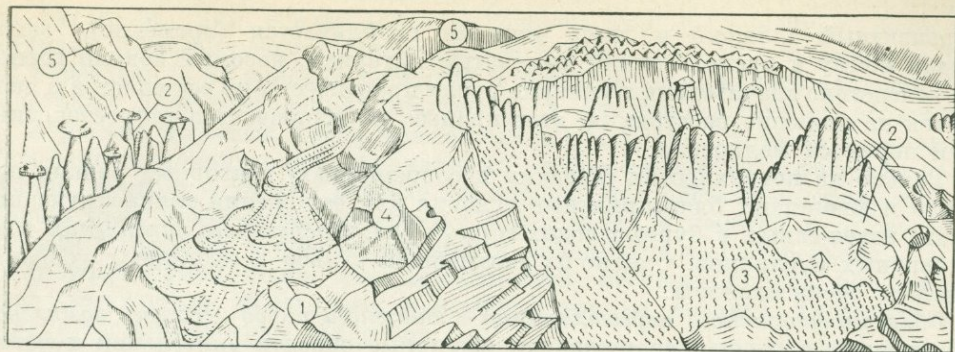


Рис. 56. Общий вид склонов в области одновременного формирования и разрушения покровов щебенисто-суглинистого материала, богатого пылеватом мелкоземом. Полевые зарисовки в долине Шахдарьи, Памир. Цифры 1—5 пояснены в тексте

и формирования покровов, богатых пылеватым материалом. Эти покровы, несмотря на значительную расчлененность, фрагментарно сохранились во внутренних районах, там, где они оказались приуроченными к элементам древнего рельефа — уплощенным водоразделам и пологим склонам. Активное развитие регрессивной глубинной эрозии в сочетании с общим потеплением климата в конце позднего плейстоцена и в голоцене привело к их активному разрушению и выносу из них мелкозема.

В высокогорных странах (Кавказ, Тянь-Шань, Памир и др.) в пограничных районах перигляциальной зоны и в экстрагляциальной зоне и в условиях глубоко расчлененного рельефа области формирования и сноса щебенисто-пылеватых масс подразделяются более отчетливо, плохо сохраняются здесь древние покровы и потоки приводораздельных участков склонов вследствие значительного расчленения. Помимо коллювиальных процессов в транспортировке щебенисто-суглинистого пылеватого материала участвует множество малых притоков, верховья которых лежат высоко на склонах и водоразделах в области долголежащих сезонных снежных покровов.

В низкогорье с кратковременно существующим снежным покровом в современную эпоху и в голоцене создается неблагоприятная обстановка для образования мелкозема. Его формирование ограничено небольшими участками — поверхностями высоких водоразделов, умеренно расчлененными. Поэтому в глыбово-щебенистых осыпях количество пылеватого материала резко сокращается.

*Область общей транспортировки мелкозема и основной гравитационной дифференциации.* Основными путями переноса пылеватых частиц из горного сооружения в межгорные и предгорные впадины являются транзитные реки. Они моделируют склоны горных впадин или, пересекая хребты, разрабатывают глубокие сквозные ущелья в ослабленных зонах дробления и разрывов. Следовательно, в реках во взвешенном состоянии переносится пылеватый мелкозем, стекающий со склонов и накапливающийся в покровных толщах фанлювиальных конусов выноса притоков. В условиях рельефа второй горной зоны эрозионные процессы характеризуются быстрым возрастанием интенсивности расчленения в направлении от внутренних к внешним районам. Грубый кластический коллювиальный материал, перемещаясь по дну долин, перерабатывается

в транзитный аллювий и лишь местами скапливается (временно), загромождая пойму и русло. Тонкий пылеватый материал, несомый водами горных рек, вследствие значительных уклонов русла практически не осаждается и переносится на большие расстояния; этот процесс не исключает и второстепенных путей переноса мелкозема.

Только на поверхностях (древних и современных) подгорных равнин возникали и возникают благоприятные условия для отложения тонкоотмученных частиц, взвешенных в бурных водах горных рек, и *первичного накопления* толщ лёссовидных суглинков. Однако их дальнейшая судьба в орогенных условиях оказалась очень сложной.

*Область вторичного перетолжения и диагенеза пород лёссового комплекса.* Сопряженные с горным сооружением обширные области длительной и устойчивой аккумуляции — предгорные и межгорные впадины — на протяжении всего плиоцена почти повсеместно были равнинами с блуждающими реками и озерными впадинами. Только с конца позднего плиоцена, но главным образом в плейстоцене произошли наиболее существенные изменения климата и рельефа этих областей. Новые условия привели к формированию довольно разнообразных толщ с усложнением их строения снизу вверх по разрезу. Главнейшим фактором, повлиявшим на условия осадконакопления, было морфологическое становление современного предгорья и хребтов-поднятий в центральных районах впадин. Сопоставление границ древних (плейстоценовых) лёссовидных отложений в межгорных и предгорных впадинах свидетельствует о их последовательном размыве и перетолжении в связи с расширением участков денудации, еще недавно испытывавших прогибание. Этот процесс (роста возвышенностей) привел к формированию современного довольно сложного рельефа, превратив обширные подгорные плейстоценовые равнины в долины и долинообразные понижения.

Покровные лёссовидные отложения предгорий Тянь-Шаня, Памира, Копетдага и других горных стран отражают своеобразную палеогеографическую обстановку осадконакопления в плейстоцене. Генезис лёссовидных отложений на водоразделах и склонах молодых внутридепресссионных хребтов до сих пор еще не установлен. Решение данной проблемы требует специальных литолого-палеогеографических и неотектонических комплексных исследований. Плащеобразное залегание этих пород, кажущееся однообразие и большое литологическое сходство толщ (далеко расположенных друг от друга) предполагает эоловое происхождение покровных суглинков.

Сравнение пород лёссовидного комплекса в крупных межгорных и предгорных впадинах позволяет установить некоторые закономерности их распространения по высоте и площади. В Тянь-Шане, на Памире, в Копетдаге лёссовидные отложения залегают до высоты около 2000 м. Если сопоставить это положение лёссовидных пород с масштабами суммарных вертикальных движений в зоне предгорий за четвертичный период, то оказывается, что поверхности, несущие покровы пылеватых суглинков, представляют собой позднелиоценовые — среднеплейстоценовые древние подгорные равнины, испытывавшие значительные неравномерные поднятия с двумя максимумами — в среднем и позднем плейстоцене.

Лёссовидные суглинки значительной мощности приурочены к высоким террасам и террасовидным поверхностям — ступеням предгорий, а также к водоразделам и склонам низких и средневысотных гряд. В процессе роста горы многократно перетолгались, поэтому возраст перемещенных покровов в подавляющем большинстве случаев более молодой по сравнению с возрастом

аллювия и одновозрастных с ним поверхностей, на которых залегают покровные суглинки. Чем значительней осложнена седиментационная депрессия системами растущих возвышенностей, тем больше разница в возрасте покровных образований на склонах поднятий и толщами погребенного аллювия в сопредельных долинах-впадинах (например, в Афгано-Таджикской депрессии).

Изучение лёссовых пород межгорных и предгорных впадин представляет собой самостоятельную тему специальных литолого-палеогеографических исследований, поэтому в данном разделе рассматривается лишь геоморфологическая позиция этих полигенных покровных образований и некоторые различия их строения в пределах основных древних и молодых элементов рельефа.

В структурном положении поверхностей, несущих покров лёссовидных пород (межгорных, предгорных и крупных горных впадин), выделяются несколько геоморфологических типов.

В высоком и низком предгорьях к ним относятся ступенчато расположенные *региональные* поверхности различной поднятых древних равнин. Положение этих поверхностей отражает непрерывно-прерывистый процесс воздымания горного сооружения и его расширения за счет сопредельных участков впадин.

В подгорных равнинах выделяются *локальные поверхности*, несущие покров лёссовидных пород. Они выработаны на уплощенных водоразделах и ступенчатых склонах внутридепрессионных хребтов (и гряд)-поднятий. По относительному возрасту эти поверхности могут быть сопоставлены с поверхностями высокого и низкого предгорий, при их непосредственном прослеживании в поле и геоморфологическом анализе аэрофотоматериалов и геологического строения [35].

Выделенные системы поверхностей в генетическом отношении представляют собой: а) уплощенные водоразделы возвышенностей — фрагменты поднятых разновозрастных подгорных равнин, выработанные в условиях зарождения поднятий в рельефе в процессе перехода от конседиментационной к кондендационной стадии; б) террасовидные поверхности на склонах фрагментарных днищ разновозрастных долин, которые образовались позднее в процессе становления поднятий в виде возвышенностей (т. е. в конэрозионную стадию). К современной эпохе они сохранились только в присклоновых участках и определяют ступенчатость склонов.

Поскольку предгорья и внутридепрессионные хребты воздымались в зависимости от структурных условий с различной скоростью, одновозрастные поверхности могут находиться на разной высоте, и лишь их систематическое прослеживание в рельефе позволяет взаимно увязать и сопоставить относительный или (реже) абсолютный возраст этих поверхностей.

Значительно более сложной задачей является корреляция лёссовидных покровов. Многократность их переотложения обусловила различные разрывы между возрастом поднятых эрозионно-денудационных поверхностей и возрастом перемещенных толщ лёссовидных суглинков. При значительной крутизне склонов на поверхности террасовидных уступов обычно залегают более молодой делювиальный или делювиально-пролювиальный покров лёссовидных суглинков.

Н. П. Васильковский был первым исследователем, обратившим внимание на большую роль делювиальных процессов в образовании мелкоземистых покровов террас [7]. Он предложил схему соотношения аллювия, пролювия и делювия (см. рис. 40, Б).

Изучение покровных толщ и делювиальных плащей предгорий и внутридепрессионных хребтов подтверждает справедливость этой схемы. Однако

строение покровов (наличие гальки экзотических пород и др.) позволяет предположить, что в переотложении древних лёссовидных пород, слагавших первичный покров равнин, участвовали различные процессы, в том числе и флювиальные, особенно пролювиальный. Последний, по-видимому, играл большую роль в первоначальную стадию становления возвышенностей и переотложения мелкоземистых пород, принесенных древними транзитными горными реками в депрессию. Этап первичного переотложения соответствовал зарождению поднятий в рельефе межгорных и предгорных впадин. Этап вторичного (более позднего) перемещения лёссовидных отложений на низкие уровни был длительным — на протяжении морфологического становления поднятий. Поэтому следует еще раз подчеркнуть, что фауна, флора и другие органические остатки не определяют возраста эрозионно-денудационных форм — поверхностей, подстилающих лёссовидные породы, а также возраст первичного мелкозема, принесенного и отложенного на изначальной поверхности раннеплейстоценовых подгорных равнин.

Аллювиальные толщи вложенные, наложенные и погребенные в центре внутривпадинных долин-впадин должны быть более древними по сравнению с переотложенными лёссовидными покровами. Данные бурения в Гиссарской, Яванской и Кафирниганской впадинах подтверждают явление переуглубления одноименных долин и аккумуляцию мощных толщ аллювия.

Общая обстановка отложения пород лёссовидной группы, по данным палеогеоморфологического анализа, в некоторых крупных межгорных впадинах представляется в следующих чертах.

Основные толщи лёссовидных пород не являются современными образованиями. Значительные масштабы плейстоценового оледенения гор и развития перигляциальных зон (например, в хребтах), обрамляющих Таджикскую и Ферганскую межгорные впадины, а также суровый климат в низких горах (например, в Копетдаге) определили благоприятные условия образования пылеватых пород. В межледниковья резко увеличивалось формирование щебнисто-суглинистых пород, их гравитационная дифференциация и вынос мелкозема из горных сооружений в предгорные и межгорные впадины древними транзитными реками.

Весьма своеобразный режим межледниковых эпох с «паводками», которые продолжались тысячелетиями, создал специфическую обстановку осадкообразования. При выходе горных рек на равнины (современное предгорье) на поверхности древних обширных пойм осаждалась муть. Это был длительный процесс первичного накопления тонкоотмученных осадков, их уплотнения и превращения в лёссовидные отложения.

В позднем плейстоцене в связи с превращением ранне- и среднеплейстоценовых равнин в водоразделы и склоны молодых внутривпадинных возвышенностей привнос транзитного материала сократился, а при расширении поднятий полностью прекратился во многих местах (рис. 57). В процессе воздымания возвышенностей системы складок осложнялись разрывами, особенно в районах, пограничных с горным обрамлением. В начале роста поднятий (1) в рельефе крупные транзитные реки с ледниковым питанием полностью срезали зарождающиеся возвышенности, но по мере нарастания скорости воздымания долины рек сужались (2 и 3), разрабатывая antecedentные участки при пересечении поднятий.

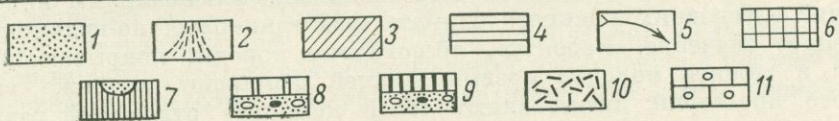
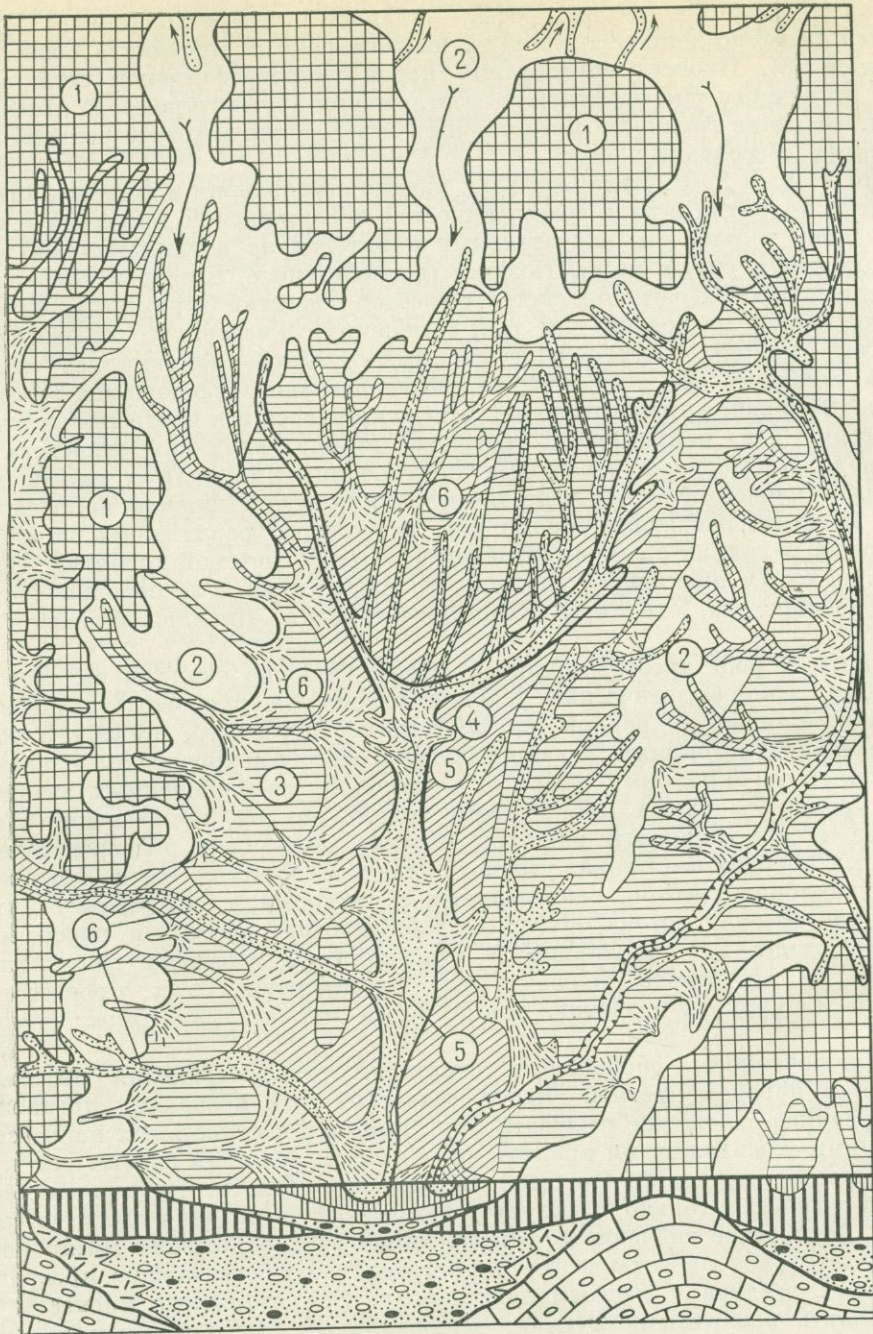
Борьба транзитных рек с растущими поднятиями оказалась неравной и, по всей вероятности, уже в конце среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене начинается массовое отмирание транзитных рек. Этот период соответ-

ствовал образованию местных речек — главной в центре впадины (4, 5), наследующей частично долину древней транзитной реки, и множества новых речек-притоков (6). Процесс образования новой гидрографической сети отвечает этапу вторичного многократного переотложения древнего покрова лёссовидных пород. Большие трудности представляет определение возраста рельефа и перемещенных лёссовидных пород.

По данным Я. Р. Меламеда [51], начало становления и кондендационного развития поднятий в виде возвышенностей в Таджикской депрессии относится к плиоцену только для значительных и интенсивно воздымавшихся положительных структурных форм. Позднее (в плейстоцене) началось конэрозионное развитие западных регионов системы хребтов-поднятий Сурхун и др. Они стали непреодолимой преградой для рек, стекавших с Гиссарского хребта. На водоразделах молодых внутридепрессийных хребтов сохранились поднятые днища отмерших рек в виде серий последовательных сужающихся эрозионных врезов. Отмирание транзитных рек устанавливается и в центральных участках депрессии. Так, например, к отмершим долинам-впадинам относятся: Бешкентская, Кокташская, Яванская, Рангонская, Илякская и многие другие. В начале плейстоцена они еще представляли собой нижние части широких долин мощных транзитных горных прарек, которые разливались на обширных подгорных равнинах с зарождающейся в рельефе системой поднятий. В Копетдаге к молодым поднятиям, сложенным галечниками и лёссовидными суглинками древних рек, относятся Кешинин-Баирская, Кизилджабаирская гряды и др.

Быстрый рост хребтов-поднятий создал большие наклоны склонов долин и особые геоморфологические условия отложения руслового и пойменного аллювия, а также покровной толщи. Наличие глубокого, но узкого поперечного сечения благоприятствовало развитию высоких уровней паводковых вод и затоплению окраинных участков — склонов, расположенных значительно выше уровня меженных вод. Поэтому тонкий наилок, выпадающий в период разлива в присклоновых районах долины, осаждался непосредственно на коренных породах без промежуточного слоя руслового аллювия. Быстрый рост крутых склонов хребтов, сопредельных с долинами, в сочетании с активной глубинной эрозией потока обусловил многократный размыв и переотложение древних пылеватых суглинков в присклоновых участках долин, главным образом в результате делювиальных и пролювиальных процессов. Это привело к широкому развитию новых более *молых полигенных* покровных толщ.

Приуроченность обобщенных очертаний распространения лёссовидного комплекса пород к древней гидрографической сети позволяет предполагать, что первичное отложение пылеватых суглинистых и супесчаных пород связано с древними флювиальными процессами, с особым режимом горных рек в эпохи великих межледниковий. Но было бы ошибочно думать, что породы лёссовой группы возникли только в результате простого выпадения мути из речного потока. Решающее значение в формировании этих отложений имело последующее длительное переотложение и диагенез, способствовавшие превращению пылеватых осадков в лёссовидную породу. Эти вторичные процессы могли происходить различными путями: делювиальным, флювиальным и эоловым. Последний в условиях влажного климата межледниковья, по-видимому, имел подчиненное значение. Вероятно, лёссовидные породы, покрывающие водоразделы и склоны молодых возвышенностей депрессии, а также высокого и низкого предгорий, представляют собой комплекс отложений различного



происхождения. Генетически они лишь косвенно связаны с первичным покровом террас древних рек плейстоценовых эпох оледенений и межледниковий.

Породы лёссового комплекса Предкопетдагского предгорного прогиба несколько отличаются от своих аналогов в Таджикской и Ферганской депрессиях не только внешним обликом, но и механическим составом (соотношением глинистых и пылеватых частиц), количеством тяжелых минералов и рядом других свойств. Не затрагивая этой большой, вполне самостоятельной темы, можно лишь указать на преобладание пылеватых фракций в лёссовидных породах юга Таджикской депрессии и увеличение глинистых частиц в породах этой группы для предгорий Закаспийской впадины. Возможно, причина их различия заключалась в существовании иных климатических и орографических условиях первичного образования пылеватых щебенисто-суглинистых пород и их последующего переотложения. Поэтому было бы ошибкой считать одинаковым генезис лёссовидных пород в различных горных странах.

Эоловый фактор в образовании древних плейстоценовых лёссовидных пород Средней Азии, по-видимому, не играл ведущей роли. В голоцене переотложение лёссовидного материала эоловым путем, как всякое современное событие, бросается в глаза исследователям. Оно как бы представляет собой ярко выраженный передний план картины, но скрывает ее историческую перспективу — геологическое прошлое. Пыльные бури, накопление пыли на поверхностях предметов, молодые наложенные формы эолового рельефа — широко распространенные простые убедительные факты. К сожалению, они часто затрудняют выяснение предшествующего длительного пути формирования исходного материала пород лёссового комплекса. Эти, на первый взгляд, убедительные события геологического «сегодня» иногда заставляют забывать о необходимости учитывать конкретные орографические и климатические условия осадкообразования, существенно изменявшиеся в горных странах Средней Азии на протяжении четвертичного периода. Для комплекса лёссовидных пород Средней Азии на основании изложенного материала представляется возможным высказать следующие положения.

1. Основной областью распространения современных и древних источников пылеватого материала являются перигляциальные зоны и районы, где господствуют процессы активной подснежной денудации и физического выветривания. Сложный и длительный процесс разрушения коренных пород и отделения щебенистой массы от мелкозема распадается на следующие этапы:

а) выветривание коренных пород, в результате которого образуются первичные полигенные щебенисто-суглинистые покровы, не дифференцированные по механическому составу. Это преимущественно солифлюкционно-элювиальные, солифлюкционно-моренные и солифлюкционно-делювиальные породы, богатые мелкоземом;

б) первичное перемещение щебенисто-суглинистого материала на склонах горного сооружения, которое осуществляется в результате различных коллювиальных процессов с преобладанием солифлюкционного и делювиально-солифлюкционного течения. При этом возможны частичная *гравитационная*

Рис. 57. Схема отмирания древней транзитной реки и возникновения местной речки (план и поперечное сечение).

1—9 — разновозрастные генерации флювиального покрова. Отложения: 1 — русловые, 2 — флювиальные, 3 — пойменные и низких террас, 4 — древних высоких террас, 5, 6 — русловые и пойменные транзитной реки древней гидрографической сети — современная область предгорий, 7—9 — русловые и пойменные рек (7 — современной гидрографической сети, 8 и 9 — древней); 10 — коллювий; 11 — дочетвертичные породы. Цифры 1—6 пояснены в тексте

*дифференциация* толщ по механическому составу и вынос мелкозема; ближайшим базисом денудации для материала, перемещающегося на горных склонах, является дно долин притоков. Его дальнейшая транспортировка осуществляется главными транзитными реками. В последнем случае помимо склоновых процессов в переносе мелкозема (со склонов в главные долины) участвуют и многочисленные реки и ручьи; при этом осуществляется *флювиальная незавершенная* сортировка и выделение пылеватых супесчано-суглинистых пород. Полная завершенная сортировка щебенисто-суглинистого материала осуществляется в главных долинах транзитными реками в процессе длительной транспортировки при его переносе из горного сооружения в межгорные и предгорные впадины. В течение этого этапа пылеватые частицы отделяются от щебенистых и выносятся во взвешенном состоянии за пределы горного сооружения.

2. Главнейшую область первичной аккумуляции лёссовидных пород представляют древние подгорные равнины предгорных и межгорных впадин. Здесь выделяются две стадии накопления и преобразования пород лёссового комплекса:

а) первичное отложение лёссовидных супесей и суглинков на обширных подгорных равнинах и плоскодонных долинах в условиях развития поднятий, зарождающихся в рельефе в течение раннего плейстоцена, особенно в эпохи межледниковий и расширения перигляциальных зон;

б) вторичное многократное переотложение лёссовидных супесей и суглинков с размывом и переносом на более низкие уровни на склонах растущих внутривпадинных хребтов в течение позднего плейстоцена — голоцена при потеплении климата, регрессии оледенений и расширения перигляциальной зоны за счет гляциальной.

Пылеватый материал выносился на значительные расстояния со склонов гор и ветром, но этот процесс по сравнению с вышеописанным был подчиненным. Это объясняется тем, что в орогенных условиях коллювиальные и флювиальные процессы являются преобладающими и не сравнимы по масштабам и эффективности денудации и аккумуляции с эоловыми процессами.

## ВЛИЯНИЕ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ НА СТРОЕНИЕ ПОРОД ФЛЮВИАЛЬНОЙ ГРУППЫ

Региональные и локальные изменения строения флювиальных толщ давно привлекали внимание исследователей. К настоящему времени эти явления описаны в многочисленных статьях отечественных и зарубежных геологов и географов, но еще недавно четвертичные деформации и структурно обусловленные изменения фаций и мощностей рассматривались как исключительные и редко встречающиеся.

Статьи, в которых описаны ярко выраженные и структурно обусловленные локальные изменения строения аллювия принадлежат исследователям Средней Азии: Н. П. Васильковскому [7], В. Н. Веберу [11], В. Л. Мирошниченко [53], Д. П. Резвому [70], Н. М. Сеницыну [77], Ю. А. Скворцову [78] (1941, 1950 гг.), А. А. Чистякову [84], С. С. Шульцу [91] (1935, 1937, 1948 гг.), Н. П. Костенко [23], [28], [31] и др.

Л. К. Зятковой (1961 г.) опубликовал сводку признаков, развивающихся новейших поднятий в условиях низменных заболоченных равнин Западной Сибири. Характерные типы расчленения локальных поднятий реками для азиатской части СССР приводятся Г. В. Чарушиным (1960 г.) и Ю. А. Мещеряковым (1960 г.). Анализ мощностей и фаций конседиментационно развивающихся поднятий по Предкавказью рассматривается А. Ф. Якушевой, А. А. Чистяковым (1959, 1961, 1963 гг.) и др. Основным содержанием в этих работах являются соотношения между возвышенностями, их расчленением реками и внутренним строением главным образом для куполов и брахиантиклиналей.

Используя данные упомянутых исследователей и личные наблюдения, в заключительной главе избирательно рассматриваются широко распространенные явления — влияние конэрозийного и конседиментационного развития новейших поднятий и впадин в условиях горного сооружения и сопряженных с ними межгорных (предгорных) депрессий.

Среди первых работ, описывающих локальные изменения строения аллювиальных толщ, следует назвать работы В. В. Ламакина, представляющие собой ценный вклад в теоретический раздел методики исследования новейших движений (1945, 1955 гг.). Анализируя геологическую деятельность рек севера европейской части (бассейн Печоры), В. В. Ламакин выделил три динамические фазы аллювия, отвечающие «динамическим экзогенным фазам земной поверхности»: *срезания*, *наращивания* и *равновесия*. В условиях областей горообразования экзогенные динамические фазы в подавляющем большинстве случаев предопределены эндогенными условиями развития данного региона или в значительной степени зависят от тектонического фактора.

В. В. Ламакин указывает следующее.

1. Речные долины в зависимости от динамических фаз различаются: а) по величине развития поймы, ее внутреннему строению и характеру сочленения со склонами долины, б) по положению подошвы аллювия, принадлежащего к данному циклу развития долины относительно речного русла.

2. Свойства речных отложений зависят от динамических фаз и заключаются преимущественно в разных количественных соотношениях крупного и мелкого аллювиального материала в общем балансе аллювия, переносимого и откладываемого рекой на каком-либо участке долины. Кроме того, особенности динамических фаз речных отложений проявляются в характере залегания и сортировке аллювия.

3. Повсеместные и закономерные изменения геологической деятельности рек в условиях различных динамических фаз позволяют использовать их для выявления новейших движений даже в тех местах, где они очень слабо выражены.

В соответствии с выделенными фазами срезания, динамического равновесия и наращивания В. В. Ламакиным выделяются три фации аллювия: *выстилающий* — *инстративный*, *перестилающий* — *перстративный* и *настилающий* — *констративный*. Первый преобладает на участках развивающихся локальных поднятий, третий — на участках относительного или абсолютного опускания, второй занимает промежуточное положение подвижного равновесия между формами наращивания и срезания.

В ущелистых долинах горных стран, особенно в сквозных долинах, часто преобладает инстративный и констративный аллювий, на подгорных равнинах, в центральных слабо расчлененных районах глубоких и обширных впадин широко распространен перстративный и констративный аллювий. В условиях чередования частных поднятий и впадин наблюдается закономерная смена динамических фаз аллювия в соответствии с изменением геологической деятельности реки. Благодаря разнообразию структурной обстановки, в продольном профиле реки устанавливаются различные сочетания условий эрозии, аккумуляции и подвижного равновесия, изменяющиеся с течением времени.

Ниже рассматриваются изменения строения долин только на участках локальных «живых» структурных форм: положительных и отрицательных, в дальнейшем обобщенно именуемых *перемычками*<sup>1</sup> и *впадинами*. Развитие перемычек и впадин изменяет режим рек, которые их пересекают (вкрест простирания или под углом), морфологию долин, геоморфологическую позицию разновозрастных толщ аллювия, а также его динамические фазы, мощности, механический состав и соотношение между (покровными, пойменными и русловыми) отложениями.

## 1. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕМЫЧЕК И ЧАСТНЫХ ВПАДИН

Влияние новейшего развития структурных форм на морфологию речных долин особенно ярко выражено в расширениях и сужениях их поперечного сечения. При всем многообразии воздействия наземного линейного стока на растущие

<sup>1</sup> Четкообразные сужения — перемычки и расширения рек, не обусловленные новейшим развитием (литологические, пролювиальные, оползневые и т. п.), описаны в работах [29, 35].

на его пути поднятия можно выделить три основных возможных случая соотношения между развивающимися поднятиями ( $T$ ) и глубинной эрозией ( $\mathcal{E}p$ ). Если  $T = \mathcal{E}p$ , то река преодолевает — прорезает растущее поднятие. В зависимости от скорости его воздымания река может пропилить возвышенность, сохраняя прежнюю долину или разработать новую. При незначительном нарушении равновесия, т. е. если  $T > \mathcal{E}p$  — река мигрирует. Старая долина не сохраняется, но поток успевает прорезать поднятие на его периферии — в условиях равенства  $T = \mathcal{E}p$ . В условиях большого отставания эрозии —  $T \gg \mathcal{E}p$  — река, не успевая пропилить или обогнуть поднятие, отмирает.

Можно указать самые разнообразные стадии отмирания рек при врезании в воздымающуюся возвышенность. Следы «борьбы» потока с поднятием сохраняются в виде висячих «мертвых» сквозных долин, прорезающих возвышенности на различную глубину. Возникают новые водоразделы и новые направления стока, часто сопровождающиеся большой перестройкой гидросети.

Наиболее ярко перемычки выражены в сквозных долинах рек горного сооружения, так как последние пересекают крупные хребты-поднятия. Впадины имеют здесь подчиненное значение и (в современных очертаниях) уступают по своим размерам перемычкам. Выделяются перемычки и впадины для долин двух типов, различающихся по структурным условиям заложения. К долинам I типа относятся сквозные, секущие преимущественно по разломам и системам разрывов структурные формы горной страны вкрест простирания: долины II типа являются продольными — согласными с простиранием структурных форм. Это главным образом долины, приуроченные к грабенам и синклиналям. В качестве примера различных перемычек и впадин в сквозных и продольных долинах ниже приводится описание участка Пянджа на склоне Западного Памира реки, пропиливающей вкрест простирания все хребты и горные впадины (рис. 58, А), а также продольной долины Зеравшана, приуроченной к впадине между хребтами Юго-Западного Тянь-Шаня (рис. 58, Б).

Сквозная долина Пянджа пересекает крупную Рушанскую впадины (I). Она соответствует юго-западной части древнего остаточного Бартангского прогиба, а в современной структуре — новейшей частной впадине. На протяжении неогена этот прогиб был занят огромной продольной долиной пра-Бартанга; в плейстоцене он испытал значительные сокращения, перекосы и частичное отмирание. В Рушанской впадине сквозная долина р. Пяндж резко расширяется. По плоскому дну блуждает река, которая разбивается на многочисленные протоки (I), и на поверхности поймы отлагаются тонкие пылеватые суглинки.

Перемычки, ограничивающие эту впадину, представляют собой ущелья (II, III), которыми р. Пяндж пересекает сопредельные хребты-поднятия — Рушанский на юге (III) и Язгулемский на севере (II). Эти хребты являются глыбово-сводовыми поднятиями — новейшими складками основания со складчато-блоковым внутренним строением. Поэтому перемычки имеют большую протяженность и осложнены рядом маленьких частных впадин на участках отстающих блоков. Границы Рушанской впадины резкие, так как предопределены разрывами с новейшими перемещениями. Такое строение перемычек и их пограничных участков типично для сквозных долин. Прорезая перемычки (II, III), река течет в каменной «трубе», где пойма практически отсутствует и процессы осадконакопления сильно сокращаются, низкие террасы становятся эрозионными, лишь местами перекрытыми коллювием и фанлювием мелких притоков.

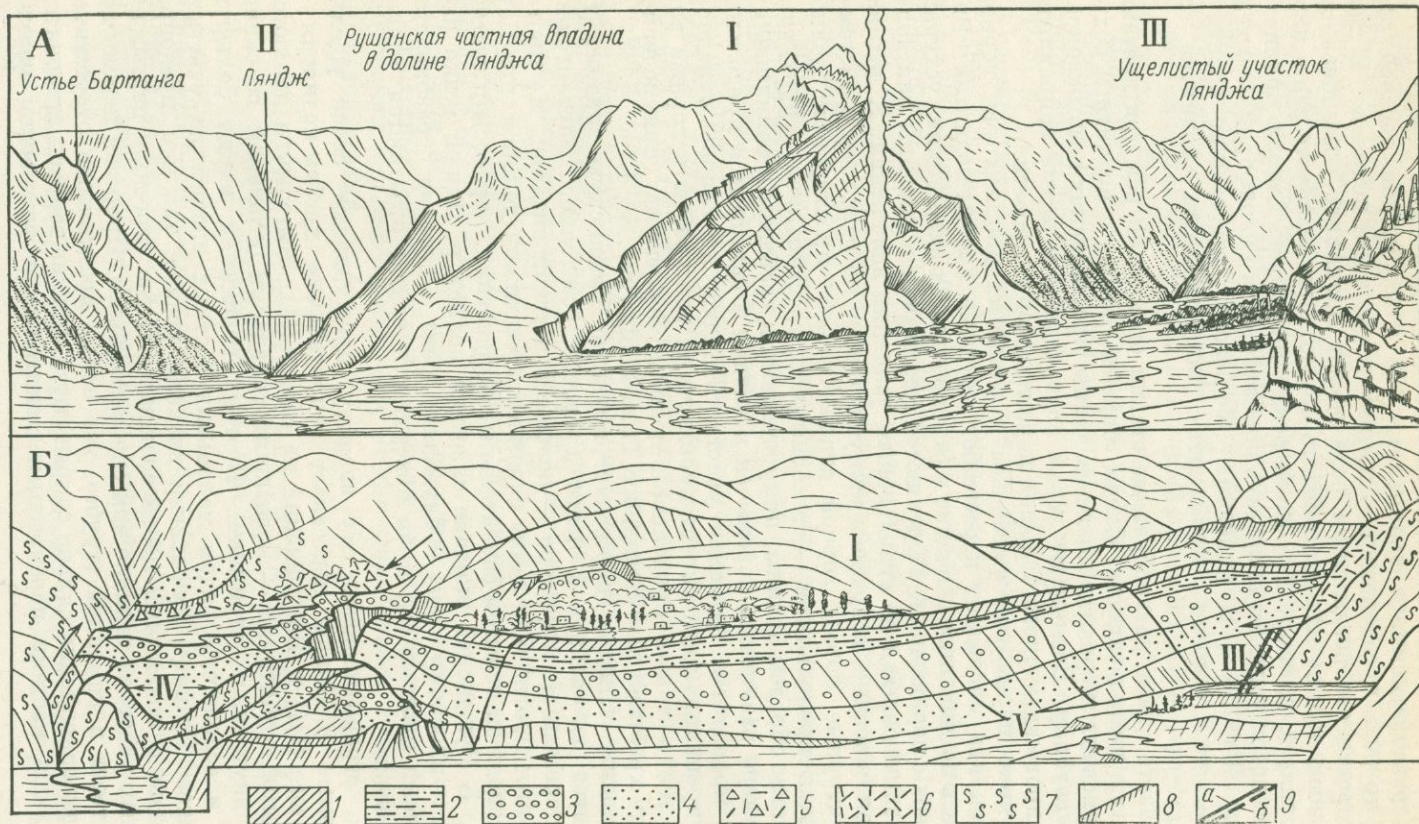


Рис. 58. Перемычки-ущелья и частные впадины-расширения в сквозных (А) и продольных (Б) долинах рек. Полевые зарисовки долин Пянджа, Памир и Зеравшана, Тянь-Шань

1 — покровная толща высокой террасы. Толщи руслового аллювия: 2 — современной долины, 3—4 — древней долины; 5 — древний оползень; 6 — осьпь; 7 — породы фундамента с мелкоблоковым строением; 8 — дно долин; 9 — разрывы: а — установленные, б — предполагаемые. Цифры I—V пояснены в тексте

В продольных долинах локальные впадины хорошо выражены и имеют значительную протяженность по сравнению с их аналогами в сквозных долинах. Только там, где границы частной впадины (I) обусловлены активно развивающимися разрывами, широкая продольная долина сменяется перемычками — узкими «трубами», пропиленными в породах фундамента (II, III). При слабых дифференцированных движениях пограничных блоков переход от частной впадины к перемычке постепенный. В продольных долинах, приуроченных к крупным орогенным горным впадинам, перемычки-поднятия подчинены (по масштабу) отрицательным структурным формам.

В зависимости от степени относительного или абсолютного прогибания отдельных участков долины изменяются мощности и геоморфологические соотношения разновозрастных толщ, отражая направленность новейшего развития этой впадины и особенности ее внутреннего строения.

В центре впадин при значительном прогибании могут возникнуть условия наложения разновозрастных толщ аллювия. Этот случай типичен для плейстоценовых остаточных внутридепрессийных впадин, но почти не встречается в горных впадинах, поскольку они в подавляющем большинстве испытывают только относительное прогибание. Поэтому здесь значительно чаще встречается только *вложение* ранне- и среднелейстоценовых толщ (см. рис. 58, Б). Для позднеплейстоценовых отложений характерно резкое сокращение мощностей и условия *прислонения* молодых толщ к древним в связи с отмиранием и многих горных впадин к современной эпохе. Маломощные голоценовые отложения часто залегают уже на цоколе из более древних, преимущественно дочетвертичных пород. На сопряженных склонах впадин и перемычек процесс аккумуляции заканчивается раньше, при этом происходит неравномерное сокращение ширины долины.

В общем случае можно выделить несколько характерных стадий изменения морфологии долины при отмирании частных впадин. Первая соответствует сокращению ее ширины, вторая — углублению и формированию главного вреза (III) и второстепенных (IV) с различной степенью их заполнения плейстоценовыми аллювиальными отложениями. В третью стадию происходит избирательное отмирание вреза (IV).

В процессе развития перемычки часто развивается перекося долин, который и определяет отмирание одних врезов и унаследованное развитие других. Полностью сохранившийся или частично унаследованный врез соответствует наиболее молодой части долины и обычно имеет ущелистый характер (V).

Продольные долины-впадины (Зеравшанская, Сухобская) ограничиваются сводово-глыбовыми поднятиями; часто это складки основания со складчато-блоковым и блоковым внутренним строением. Интенсивно воздымающиеся блоки вызывают соответствующие сужения в смежных участках долин-впадин, образуя простые перемычки. Помимо простых перемычек встречаются сложные, которые в свою очередь могут быть подразделены на участки частных впадин и перемычек высокого порядка. Сложные перемычки чаще встречаются в крупных долинах-впадинах.

Исследование новейших деформаций хребтов-поднятий специальными геолого-геоморфологическими профилями установило наличие положительных и отрицательных ундуляций предороженной поверхности выравнивания общей для двух или нескольких складок основания. Обычно положительные и отрицательные ундуляции сопрягаются по зонам разрывов со смещением. При сопоставлении серии продольных профилей в системах складок основания и в глыбовых поднятиях удалось выявить, что некоторые положительные и отрицательные

ундуляции оказываются расположенными линейно и образуют единые секущие зоны поднятий и впадин. Однако они выражены в рельефе значительно слабее по сравнению с основными, т. е. продольными хребтами-поднятиями и долинами-впадинами. Секущие системы поднятий и впадин были неоднократно описаны Б. А. Петрушевским, Д. П. Резвым, О. К. Чедия и др. Автором были выделены локальные и секущие *трансорогенные* структурные формы. Трансорогенные поднятия, ограниченные разрывами, также являются одной из причин возникновения сложных перемычек в продольных долинах. На участках пересечения впадин они вызывают иногда значительные сужения долин, как, например, в продольной долине-впадине Сурхоба-Кизилсуйской, расположенной между передовыми поднятиями Памира и Алтая. Здесь выделяются две частные впадины: Западная Алайская и Муксу-Сурхобская, а также разделяющая их сложная Кизилсуйская перемычка. Происхождение Кизилсуйской перемычки обусловлено крупнейшим трансорогенным поперечным поднятием меридионального простирания, которое пересекает Памир и Алтай. В пределах одноименной перемычки р. Кизилсу значительно врезана и протекает в глубоком ущелье. Здесь выделяются несколько частных поднятий и перемычек высокого порядка, а также значительно редуцированных впадин, из которых наиболее отчетливо выражена Кизылалминская впадина.

Основной особенностью развития впадин и перемычек в горном сооружении является их становление в рельефе в условиях общего поднятия, т. е. длительного интенсивного врезания транзитных горных рек и формирования глубоких долин.

В зависимости от контрастности движений структурных форм, пересекаемых рекой, участок перемычек может быть различно выражен — от незначительного сужения горной долины до щелевидной теснины, а частная впадина — от небольшого расширения до обширной плоскодонной долины. Суженный участок может представлять собой активно воздымающийся блок, ограниченный разрывами, или развивающуюся антиклинальную складку. В первом случае граница между перемычкой и частной впадиной бывает четкой и ее очертания предопределяются системами разрывов, которые ограничивают блоки, во втором — граница менее четкая и соответствует склону складок.

Впадины и перемычки-блоки преобладают в областях с высокоподнятым фундаментом (Тянь-Шань и Памир), а перемычки-антиклинали и впадины-синклинали — в горных странах с широким распространением мощного чехла осадочных пород. Часто встречаются сочетания этих деформаций разрывов и изгибов (Копетдаг, Таджикская депрессия). Осложнения речной долины структурно обусловленными перемычками и частными впадинами может быть ярко выражено независимо от литологических условий. Чередование различных поднятых блоков — ущелий-перемычек и расширений — частных впадин в плане и поперечном сечении определяет четковидное строение долин. При пересечении складок возникает также четковидное строение. Здесь расширениям сквозных долин отвечают участки синклиналей-впадин, а перемычкам-ущельям — секущие хребты-антиклинали. Примером четковидного строения долин такого типа является долина р. Оби-Хингоу, прорезающей юго-западное погружение складок-поднятий Северного Памира.

В центре горного сооружения ущелистые участки-перемычки значительно преобладают над расширениями — локальными впадинами. Обратное явление наблюдается в долинах, пересекающих крупные горные впадины, особенно на погружении горного сооружения. В активно развивающихся впадинах террасы и поймы обширны, а русло изобилует островами и отмелями.

В процессе развития — расширения и воздымания горного сооружения происходит перестройка гидрографической сети в соответствии с новыми (наибольшими) наклонами общего сводообразного поднятия. В результате возникают *составные* долины, состоящие из сочетания отрезков продольных и сквозных долин. В них встречаются перемычки разнообразных типов в соответствии со строением данного участка. Можно отметить непостоянство очертаний преобладающего большинства впадин вследствие расширения перемычек и вовлечения смежных участков впадин в воздымание.

Таким образом, перемычки и частные впадины являются одной из основных особенностей геоморфологии горных долин. Они оказывают большое влияние на изменение *мощностей* и литологического облика аллювия и формы долины, главным образом ее *ширины*.

## 2. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЗАПОЛНЕНИЯ ЧАСТНЫХ ВПАДИН

В высоких горных сооружениях с ярко выраженной ороклиматической зональностью частные впадины заполняются разнообразным материалом, поступающим в больших количествах со склонов. Наиболее отчетливо литологические различия толщ выражены во впадинах сквозных долин, обладающих значительными уклонами и на сравнительно небольшом протяжении пересекающих перигляциальную и экстрагляциальную зоны.

В современной перигляциальной зоне частные впадины заполняются довольно однообразно построенными полигенными толщами моренно- и солифлюкционно-аллювиальных отложений — слабо окатанным глыбово-щебенистым материалом с пылеватым суглинистым заполнителем. В древней перигляциальной области (ниже по течению) в разрезе флювиальных отложений уже намечается двучленное строение: нижняя толща — аллювиально-галечниковая, верхняя — покровная супесчано-суглинистая.

В экстрагляциальной зоне в хорошо сохранившихся разрезах почти повсеместно устанавливается также двучленное строение: гравитационно-аллювиальные отложения слагают нижнюю часть, а верхнюю до поверхности пойм и террас образует покровная толща.

В сложных перемычках отложения рек сохранились фрагментарно; они встречаются только во впадинах высокого порядка, выполненных коллювиально-флювиальными отложениями, которые в присклоновых разрезах полностью замещаются коллювием. На погружении горного сооружения и в предгорьях, в условиях уменьшения скоростей новейших поднятий размеры частных впадин возрастают, а перемычек — сокращаются; параллельно с этими изменениями увеличивается и суммарная мощность отложений. Во впадинах цоколь (даже у древних террас) начинает погружаться, а над урезом воды выходят лишь четвертичные отложения. Впадины выполнены толщами преимущественно двучленного строения — фанлювиально-аллювиальными в нижней части и покровными в верхней.

В районе перемычек мощность отложений уменьшается в основном за счет руслового аллювия, слагающего нижнюю часть разреза. В присклоновых участках долин почти повсеместно на поверхности эрозионных террас непосредственно налегает покровная толща, главным образом фанлювиально-коллювиальная. В частных впадинах террасы становятся аккумулятивными, преимущественно вложенными, и в естественных обнажениях часто выходит только верхняя суглинистая покровная толща.

Изменения аккумулятивной части террас сказывались в возрастании мощностей отложений во впадинах при одновременном увеличении количества более тонкого материала, преимущественно за счет покровных образований.

Таким образом, в перигляциальной и экстрагляциальной зонах (для сквозных, продольных и составных долинах горного сооружения и предгорьях) отмечаются локальные изменения строения террас и пойм в пределах перемычек и частных впадин.

В рассмотренных случаях осадконакопление происходило при свободном стоке и динамическом равновесии между ростом перемычек и глубинной эрозией рек. В области значительных поднятий эти соотношения нарушаются, вызывая формирование особого типа отложений в условиях небольшого или значительного отставания эрозии.

В горных сооружениях равновесие между ростом поднятия-перемычки и их эрозией часто нарушалось, например при превышении *критических скоростей* воздымания блоков или складок, т. е. при скоростях, превышающих максимальную скорость глубинной эрозии, возможную для данной реки. Эти соотношения эндогенных и экзогенных процессов определили особые условия эрозии и осадконакопления в долинах-впадинах Тянь-Шаня и Памира. Они продолжались в четвертичном периоде — в течение тысячелетий и первых десятков тысячелетий, а в миоцене и плиоцене — до первых миллионов лет.

В соответствии со степенью отставания глубинной эрозии от воздымания локальных поднятий-перемычек в долинах рек могут быть выделены условия: 1) *затрудненного стока* и 2) *его временного прекращения*, т. е. условия *частичной и полной изоляции*. Подобные изменения режима горных рек выражены в различном строении флювиальных толщ. Так, условия затрудненного стока привели к формированию фаций *подпруживания* и *разгрузки*, а временное прекращение стока — к образованию отложений слабо проточных озер, и накоплению своеобразных отложений, условно выделяемых в *озерно-аллювиальную* фацию горных рек.

Обе разновидности флювиальных отложений являются структурно обусловленными и генетически связанными с очень быстрым развитием локальных поднятий-перемычек. Этот геоморфологический процесс роста в рельефе возвышенностей обычно сопровождается комплексом экзогенных явлений — обвалов, оползней, селей и т. п., также косвенно обусловленных орогенным развитием структурных форм данного района.

**Условия затрудненного стока.** При быстром росте локальных поднятий, еще преодолеваемых эрозией, во впадине создаются благоприятные условия для формирования фаций подпруживания и разгрузки (рис. 59, А, Б). Здесь могут быть выделены следующие характерные участки. На нижнем (по течению) склоне впадины (1) отлагаются наиболее тонкие разности аллювия. Они имеют хорошую горизонтальную слоистость и часто залегают трансгрессивно, иногда непосредственно на коренных породах склона. Эти отложения накапливаются в результате подпруживания реки быстро растущей перемычкой. Поэтому аллювий, образовавшийся в подобных условиях, выделяется как фация подпруживания (А, П<sub>ж</sub>).

В соответствии со степенью подпруживания и нарушения свободного стока вод формируются отложения, которые утрачивают черты аллювия быстротекущих горных рек и приобретают особенности строения отложений, выпадающих при замедленном стоке. Они могут рассматриваться как аллювиальные осадки фации подпруживания, несмотря на их отличие, иногда очень яркое, от аллювия смежных участков долины.

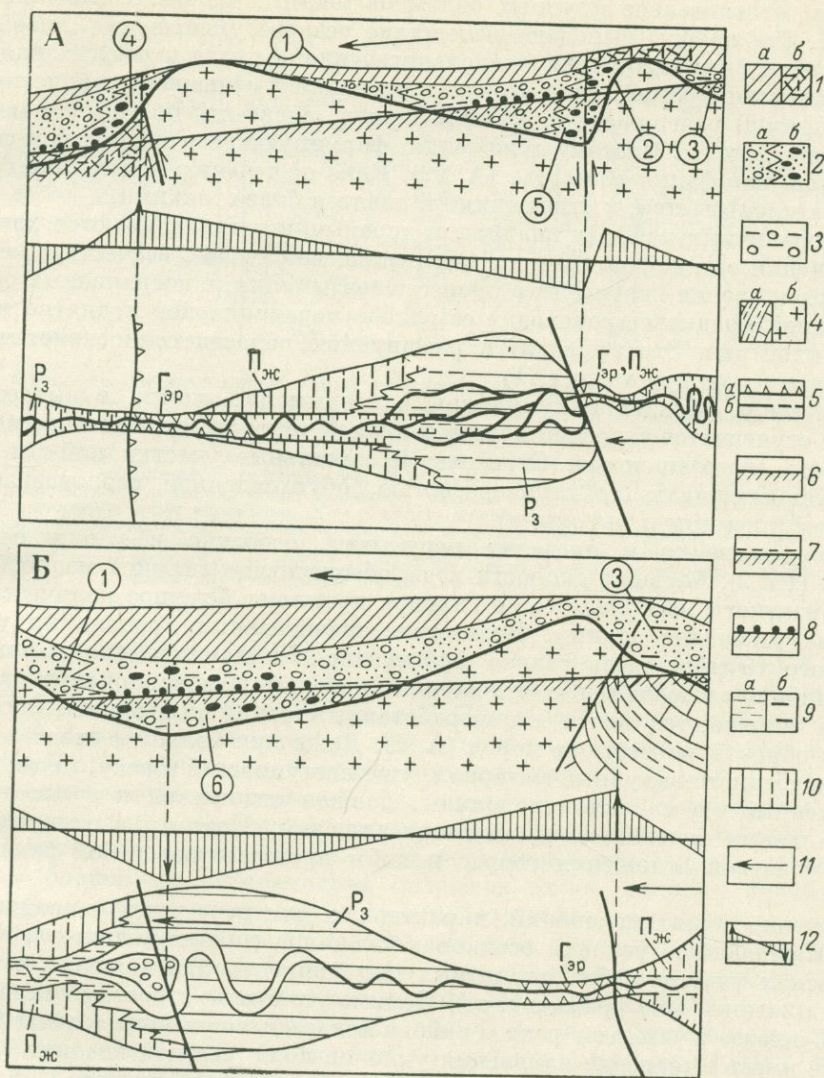


Рис. 59. Схема фаций подпруживания и разгрузки во впадинах с затрудненным стоком; расположение во впадинах подфаций разгрузки ( $P_3$ ), подпруживания ( $\Pi_ж$ , аллювия и интенсивной глубины эрозии ( $\Gamma_{эр}$ ))

А — уклон реки не совпадает с наклоном воздымающегося блока; Б — уклон реки совпадает с наклоном блока. 1 — покровная толща; 2 — русловой аллювий; 3 — дочетвертичные породы покрова; 4 — породы (а — покрова, б — фундамента); 5 — разрывные нарушения (а — крутопадающие надвиги, б — взбросы). Динамические фазы аллювия: 6 — инстративная, 7 — перстративная, 8 — контрастивная. Субфации аллювия: 9 — разгрузки, 10 — подпруживания; 11 — направление течения; 12 — качественная характеристика вертикальных движений отдельных блоков. Цифры 1—5 пояснены в тексте

На верхнем по течению склоне впадины (2) накапливаются русловые отложения, которые отличаются от аллювия сопредельных участков обилием плохо окатанных, относительно крупных обломков местных пород, слагающих перемычку (2). Эти породы выпадают вследствие резкого уменьшения живой силы реки. По мере выполаживания продольного уклона русла и расширения поперечного сечения долины река (в соответствии с уменьшением кинетической энергии потока) разгружает лишний материал, влекомый по дну и в меньшей степени взвешенный. Поэтому отложения, формирующиеся на верхнем склоне, выделяются, как фация *разгрузки* (А, Р<sub>3</sub>). Вниз по течению количество грубого материала уменьшается, и отложения становятся более тонкими.

В пограничных районах впадины и перемычки устанавливаются характерные изменения осадконакопления. В большинстве случаев, вследствие неравномерного расширения перемычек в процессе воздымания, в пограничных районах сопредельной впадины происходит ее слабое неравномерное поднятие и изменяется уклон дна. Это приводит к расширению области тонкослоистых отложений фации подпруживания (1).

Вовлечение области аккумуляции в воздымание иногда вызывает своеобразное ступенчатое строение поймы и низкой террасы, отражающее последовательность этого процесса. Ступенчатые локальные участки пойм и террас не следует смешивать со ступенчатостью, обусловленной разновозрастными паводками (низкими и высокими).

Непосредственно в пределах перемычек, особенно в узких глубоких ущельях (1 и 2), большие скорости воды обеспечивают перенос мелкообломочного транзитного материала, а со склонов поступает большое количество коллювия на узкое дно долины. Вследствие значительных продольных уклонов и быстрого течения здесь только фрагментарно накапливаются маломощные гравитационно-аллювиальные отложения, которые в присклоновых разрезах частично замещаются почти непереработанным рекой коллювием, состоящим главным образом из местных пород (А, 2). Даже при большом сходстве с коллювием щебенисто-валунный материал, уже поступивший в реку, перенесенный и отложенный ею на склонах долины, должен относиться к гравитационно-аллювиальному генетическому подтипу аллювия. Поэтому в условиях ущелистых участков отложения террас и пойм представляют собой фации перемычек.

Изучение общих изменений, характерных для перемычек и впадин, необходимо при анализе условий осадконакопления в горных долинах и особенно при поисках участков, благоприятных для концентрации тяжелых элементов (золота, платины, вольфрама и т. п.). Помимо уточнения строения сопряженных склонов «входа» и «выхода» реки в районе локальных сужений долины большое значение имеет выяснение изменения уклонов ложа частной впадины, которые создаются в результате движения некоторых блоков или складок. Образование сложных впадин, подразделенных внутренними поднятиями на ряд частных, также отражает общий процесс отмирания этих областей аккумуляции. Локальное увеличение или уменьшение уклона ложа зависит от наклонов воздымающихся внутренних блоков по отношению к общему уклону ложа реки (см. рис. 59).

В сложной впадине в зависимости от соотношения локальных и общих наклонов создаются различные условия аккумуляции. На склонах впадины несогласных с уклоном реки часто перед внутренним новым препятствием осадконакопление происходит в обстановке подпруживания (А, Б, 1, 3). Значительное развитие подпруживания вызывает отложение весьма тонких осад-

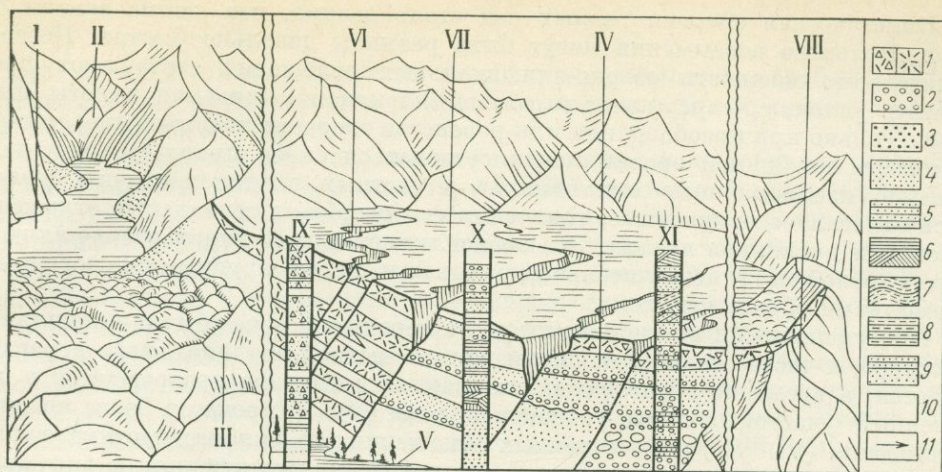


Рис. 60. Строение озеро-аллювиальных отложений в долинах с временным прекращением стока; современные и древние завальные озера, тектонически обусловленные в районе природных «плотин»

I — общий вид озера, II — верхняя «плотина», III — нижняя «плотина», IV — отложения древнего озера подпруживания, V — молодой эрозионный врез, VI и VII — овраги, расчленяющие осадки древнего озера; VIII — ущелистый врез в районе новой перемычки. Детали строения озеро-аллювиальных отложений: IX — непосредственно ниже «плотины», X — в центре древнего озера, XI — перед новой перемычкой. 1 — грубообломочный коллювий с примесью аллювия; 2 — галечник; 3 — гравий; 4 — песок; 5 — пылеватая супесь; тонкозернистые пылеватые пески: 6 — косослоистые, 7 — волнистослоистые; 8 — горизонтальнослоистые легкие пылеватые суглинки с редкими прослойками песка. Алевролиты и глины: 9 — с прослойками песка, 10 — чистые; 11 — направление течения

ков, вплоть до пылеватых суглинков и глин. На склонах, согласных с уклоном реки, возникают условия полной или частичной разгрузки в зависимости от местной структурной обстановки (А, 4, 5). Здесь осаждаются наиболее крупный и тяжелый материал, выпадающий при ускоренном течении, иногда с плохой сортировкой при значительном прогибании впадины (Б, 6).

**Условия временной изоляции.** Формирование озеро-аллювиального подтипа флювиальных отложений представляет дальнейшее развитие условий затрудненного стока (рис. 60). Быстрый рост перемычек с интенсивным перемещением блоков по поверхностям разрывов может вызвать значительную активизацию экзогенных процессов на склонах: усиление течения гравитационного материала, образование оползней и обвалов. Такие участки иногда сопровождаются повышенной сейсмичностью. Землетрясения стимулируют коллювиальные процессы и усиливают масштабы обвалов и оползней.

Внезапное поступление огромного количества коллювия иногда приводит к образованию озера подпруживания (I) и природных плотин (II, III). Они были широко распространены в плейстоценовых долинах рек горных сооружений Алтая, Тянь-Шаня и Памира. Многие из завальных озера в долинах горных рек существуют и в современную эпоху: Сары-Челек, Коль, Карасу, Курбанкуль, Кутман-коль, Серезское и др.

Эрозия природных плотин (1), их внутренний размыв вследствие фильтрации могут вызвать прорыв и появление катастрофических селей. Озера с кажущимся спокойствием лежат на дне глубоких узких впадин, поражая своей красотой и контрастами спокойных разливов, а рядом дикие водопады бурных потоков преодолевают в теснинах растущие перемычки.

Кинетическая энергия горных рек столь велика, что любые завалы без дополнительного воздымания могут быть размывы довольно быстро. Поэтому значительные мощности озерно-аллювиальных отложений заставляют предполагать условия *непрерывного возобновления* или наращивания высоты «плотины». Только при преобладании или равенстве скорости поднятия «перемычки» и скорости глубинной эрозии могли создаваться слабо проточные или даже временно изолированные «отстойники» в частных впадинах горных долин. Здесь отлагались отмученные, тонкослойные озерно-аллювиальные отложения пылеватых суглинков и глин. Это не исключает аккумуляции озерно-аллювиальных отложений незначительной мощности перед крупными экзогенными перемычками обвального типа.

При уменьшении интенсивности роста перемычки река обычно пропиливает «плотину», и часть осадков, накопившихся в частной впадине, вновь перерабатывается, а временно образовавшаяся озерная котловина превращается в расширенный участок долины транзитной реки (V). В процессе более позднего расчленения (VI, VII) в естественных обнажениях на склонах частных впадин разрабатывается серия эрозионных, эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас с цоколем из более древних озерно-аллювиальных отложений.

Сравнивая строение озерно-аллювиальных толщ от перемычек к центру впадин, можно установить закономерные изменения строения. В рассматриваемом примере частная впадина (IX) заключена между огромной завальной плотиной (II) в верхней части долины и уже активно разрушающейся нижней перемычкой (VIII) с остатками размывтой плотины и небольшим водопадом. В обнаженных террасах выделяются разрезы трех основных типов: периферический — приплотинный (IX), центральный (X) и промежуточный (XI).

Для периферического разреза характерно чередование резко отличных толщ — грубообломочного материала со слоистой толщей с прослойками пылеватых суглинков с включением зерен песка, гравия и щебня. При детальном изучении слоистой толщи в ней выделяется множество ритмов с переходами от более грубого к тонкому. Каждый ритм начинается грубым щебенисто-галечниковым материалом и завершается слоем тонкого пылеватого суглинка светлых палевых и сероватых тонов. Толща венчается грубым коллювиальным материалом с редкими включениями гальки.

В разрезах центрального типа (X) щебенистые породы отсутствуют. Слоистость определяется чередованием гравия и песка различной крупности. Каждый ритм начинается слабым или значительным размывом и слоем гравия с галькой. Выше следует чередование песков и слоистых опесчаненных суглинков. Иногда в песках наблюдается волнистая и косая слоистость. В верхней части разреза центрального типа количество прослоек пылеватого суглинка возрастает, а песчаные прослойки образуют мелкозернистые пески.

Разрез промежуточного типа (II) преимущественно гравийно-галечниковый внизу и песчаный в верхней части разреза. Здесь же часто встречается косая слоистость и довольно тонкие разности песка. По-видимому, слоистость толщ со сменой грубого и тонкого материала отражает колебания климата, оказывавшего большое влияние на режим реки. Потепление и увеличение расхода воды может быть сопоставлено с обогащением разреза более грубым материалом. Общие изменения снизу вверх по разрезу с постепенным переходом отложений быстротекущих вод (X и XI) к отложениям озерного типа свидетельствуют о нарастании условий изоляции от частичной к полной. Последняя особенно ярко выражена в разрезах центральной части впадины (X). Начало прорыва и разрушения завальной плотины намечается в верхней части периферического

разреза с чередованием отложений фации подпруживания с грубообломочным материалом паводковых вод, периодически прорывавших природную плотину (см. верхнюю часть разреза IX).

Озерно-аллювиальные отложения, накопившиеся в условиях временной полной изоляции, по своему характеру приближаются к озерным. Здесь часто встречаются соле- и гипсоносные отложения, особенно распространенные в древних толщах. Состав осадков (глины, суглинки, алевриты) напоминает типичные озерные, но эти толщи часто подразделены прослойками песка, гравия. Иногда в них встречаются рассеянные по разрезу гальки и гравий. В озерно-аллювиальных отложениях преобладает горизонтальная слоистость с четкими границами и мощностью слоев менее 1 мм; она типична и для озерных отложений, но выдерживается на незначительном протяжении, сменяясь косо-слоистыми и обычно более грубыми песчано-гравелитовыми отложениями.

Мощность четвертичных озерно-аллювиальных отложений достигает многих десятков метров. Генезис их определил их очертания в плане — по долине главной реки и прилегающим участкам ее притоков. В отложениях неогеновых моласс горных впадин часто встречаются аналогичные образования. От четвертичных они отличаются более значительными мощностью (первые и многие сотни метров), площадью распространения, а также временем накопления (плиоцен или поздний миоцен — ранний плиоцен и т. п.). Эти отложения с полным правом могут быть отнесены к лимническим, но причины их возникновения в кайнозойских впадинах остаются теми же, что и четвертичных озерно-аллювиальных отложений: подпруживание, изоляция и отмирание прарек в связи с быстрым становлением в рельефе хребтов поднятий (например, образование неогеновых озер Киргизского Тянь-Шаня).

Таким образом, в орогенных условиях прерывистый валунно-галечниковый покров на поверхности террас и алевритовые озерно-аллювиальные толщи могут представлять собой осадки одной и той же реки, располагающиеся в непосредственной близости.

### 3. МЕЖГОРНЫЕ И ПРЕДГОРНЫЕ ВПАДИНЫ

Поздний плиоцен — ранний плейстоцен является началом массового становления поднятий в пределах впадин — обширных аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин. В течение четвертичного периода, несмотря на относительно короткий срок, этот процесс достиг значительного развития в некоторых седиментационных депрессиях (например, в Куринской и Афгано-Таджикской). В других обширных седиментационных депрессиях-впадинах этот процесс получил меньшее развитие (например, в Ферганской межгорной впадине). Здесь на обширных аллювиальных равнинах только начинается морфологическое становление поднятий, и очертания будущих возвышенностей «угадываются» только по ряду косвенных признаков (см. рис. 4). Еще слабее процесс становления поднятий в рельефе развит в Закаспийской межгорной впадине, в некоторых районах Предкопетдагской предгорной впадины и других обширных седиментационных депрессиях горной страны.

Степень развития поднятий и впадин в рельефе оказывает большое влияние на условия осадконакопления, мощности и фации четвертичных отложений, а также на морфологическую позицию разновозрастных осадков. Исследование конседиментационного и конденудационного развития поднятий широко освещены в геологической литературе. Поэтому ниже рассматриваются некоторые

трудности, которые возникают при стратификации по геоморфологическим признакам немых разновозрастных толщ четвертичных моласс при конэрозионном развитии структурных форм, а также некоторые особенности изменения мощностей и фаций при конседиментационном развитии поднятий подгорных равнин.

**Условия конэрозионного развития поднятий.** За четвертичный период в рельефе межгорных и предгорных впадин возникли две различные по своему положению области конэрозионного развития поднятий. К ним относятся: а) предгорья — III геоморфологическая зона, т. е. обрамляющая горное сооружение зона поднятых и расчлененных позднеплиоценовых и преимущественно плейстоценовых ( $Q_{1-2}$ ) равнин; б) системы или отдельные хребты — внутридепрессийные поднятия, подразделившие древние равнины на ряд долин — остаточных впадин. В каждой из этих обстановок создаются определенные геоморфологические соотношения между разновозрастными толщами четвертичных отложений и элементами орогенного рельефа.

Внутридепрессийные долины-впадины, в большинстве случаев используемые древними транзитными реками (Вахш, Сурхандарья и др., Афгано-Таджикской депрессии) или молодыми местными речками и ручьями, наследующими (полностью или частично) долины отмерших транзитных прарек. Там, где новейшие поднятия достигли высоты порядка 1500—2000 м, долины приобретают ущелистый характер. Здесь условия свободного стока сохраняются за редким исключением повсеместно. Преобладают обширные долины-впадины и лишь на участках antecedентных ущелий иногда временно возникают условия затрудненного стока и подпруживания (например, в долине Вахша).

В связи с неравномерным ростом хребтов-антиклиналей в сопредельных долинах-синклиналях наблюдается чередование суженных участков-перемычек, объединенных постепенным переходом с расширениями — частными впадинами. Если положительные и отрицательные ундуляции шарниров складок осложняются разрывами с новейшими смещениями, то границы между перемычками и частными впадинами ярко выражены. Эти различия в структурных условиях влияют на высоту и строение покрова горных террас. Они особенно отчетливы в продольных долинах и сравнительно легко устанавливаются в полевых условиях при непосредственном прослеживании террас в продольном профиле долин. Значительно сложнее устанавливается явление «ножниц», возникающее в пограничных районах областей длительных поднятий и погружений. Впервые на геоморфологическое положение отложений и коррелятивных террас обратил внимание Г. Ф. Мирчинк в долине р. Кубани и назвал это явление «ножницами». Развивая идеи этого ученого, подтвержденные позднее многочисленными наблюдениями, ниже описываются для выделенных геоморфологических обстановок предгорные и долинные ножницы.

**Предгорные ножницы.** В раннем и особенно в среднем плейстоцене расширение горного сооружения как области денудации начинает особенно существенно влиять на характер и интенсивность осадконакопления в сопредельных равнинных пространствах. В горных странах в современную эпоху часто распространены несколько ступенчато расположенных и последовательно сменяющих друг друга равнин: высокая, повышенная и низкая. В плейстоцене формировались аналогичные равнины, но в современном рельефе они образуют зону предгорий и плохо сохранились.

Несмотря на значительную расчлененность эти древние поднятые равнины часто несут покров двучленного строения, представленный хорошо окатанными галечниками и лёссовидными суглинками. На относительно пологих склонах

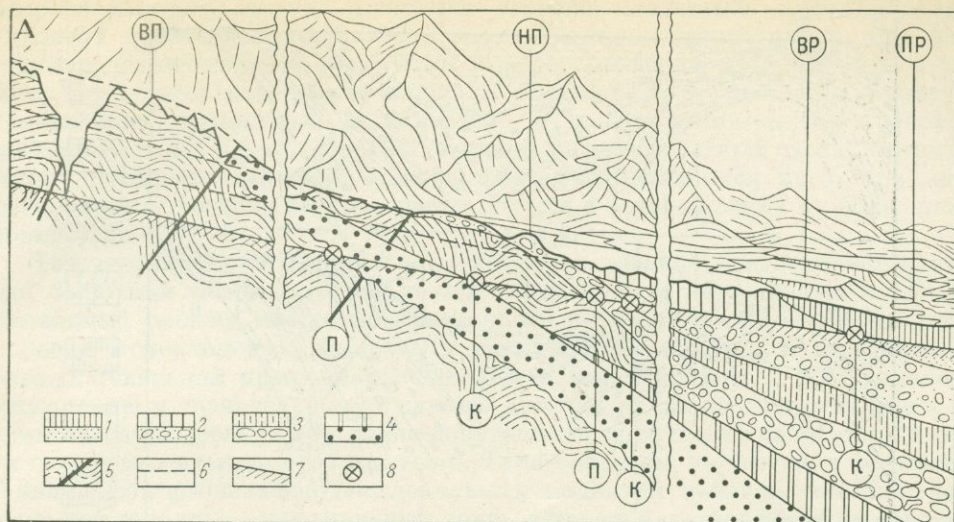


Рис. 61. Предгорные «ножницы» со смещением. Погружение покровов четвертичных отложений на различном удалении от гор в пределах пограничной зоны «предгорье — подгорные равнины». Разновозрастные толщи — покровы:

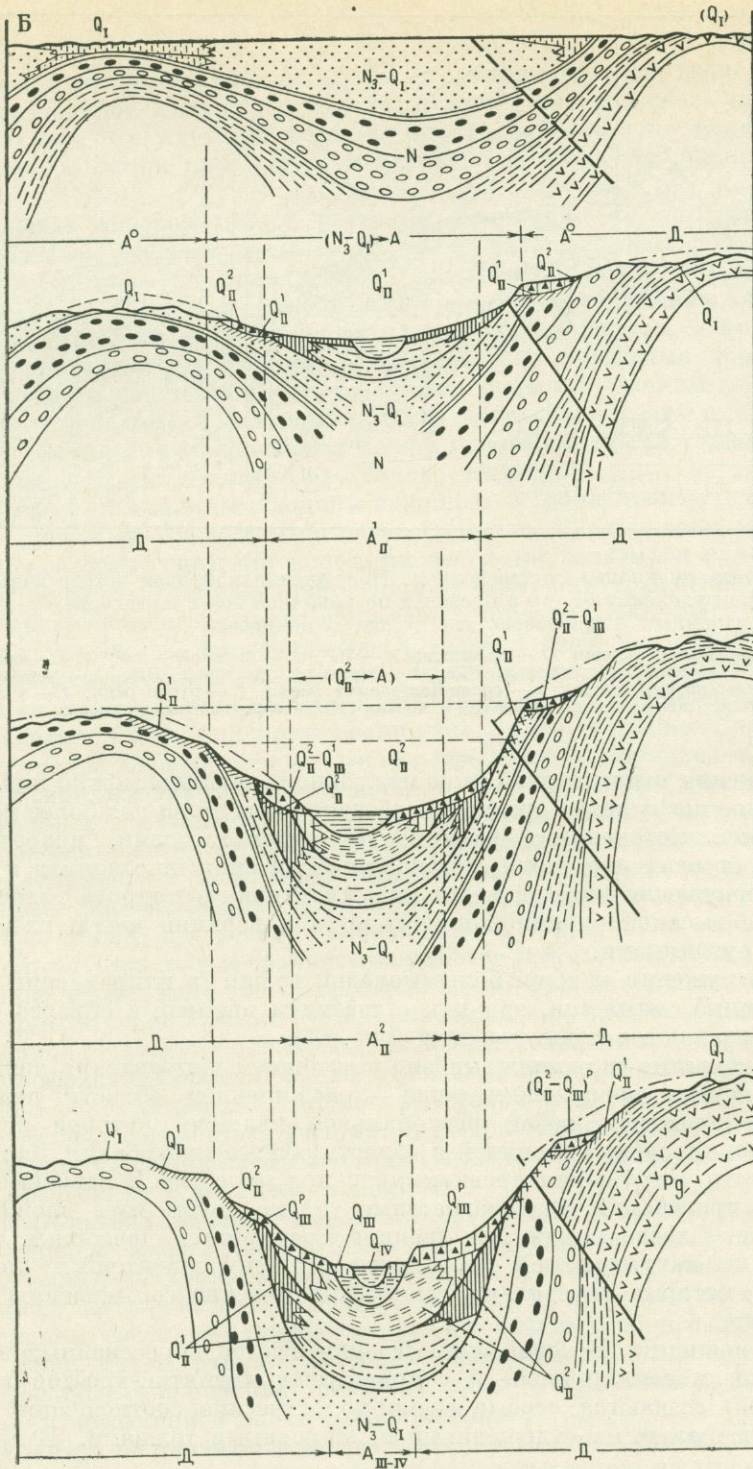
1, 2 — позднеплейстоценовых равнин (1 — повышенной — ПР, 2 — высокой — ВР; 3, 4 — среднеплейстоценовых равнин (3 — низкого предгорья, НП, 4 — высокого предгорья, ВП, 5 — дочетвертичные (преимущественно неогеновые) породы; 6 — сопоставительные линии; 7 — русло реки; 8 — участки погружения под русло; подошвы (П) и кровли (К) разновозрастных покровов

горного сооружения и предгорной (или межгорной) впадины можно наблюдать последовательное погружение древних плейстоценовых толщ под более молодые покровы позднеплейстоценовых равнин. На склонах долин, прорезающих террасовидные ступени предгорья, устанавливается снижение цоколя и последовательное погружение нижней части аккумулятивного покрова галечников, а на границе с высокой равниной погружается и верхняя часть, сложенная лёссовидными суглинками.

Начало погружения каждой более молодой толщи (в направлении от гор к центру впадины) смещается, так как с течением времени в область общего воздымания вовлекаются новые участки (рис. 61).

Если само явление «ножниц» вызвано изменением направления движения, то смещение начала погружения толщ — расширением области поднятий. «Ножницы» представляют собой региональное явление, которое отражает постепенное проникновение поднятий в область общего прогибания, определяя миграцию и место погружения древних толщ под молодые. В зависимости от интенсивности прогибания разновозрастные толщи могут быть вложенными и наложенными. Следовательно, на границе предгорья и подгорных равнин смена денудации аккумуляцией происходит по типу предгорных «ножниц» со смещением, которые определяют геоморфологические соотношения разновозрастных толщ.

**Долинные ножницы.** В поперечном сечении внутридепрессийных впадин-долин (грабен и синклиналей) и сопряженных поднятий-хребтов (горстов и антиклиналей) создаются особые геоморфологические соотношения между собственно аллювиальными отложениями и покровными толщами. В процессе



конэрозионного развития сплошных сводово-складчатых хребтов-поднятий и простых хребтов-антиклиналей и одновременного прогибания и заполнения осадками долин-впадин с различным (преимущественно синклинальным) строением между разновозрастными толщами развивались соотношения, именуемые в дальнейшем долинными «ножницами». В центре долин-впадин происходит прогибание и вложение (реже наложение) разновозрастных толщ, преимущественно руслового аллювия, а на склонах воздымающихся хребтов — многократное переотложение разновозрастных толщ с более высоких на более низкие уровни (рис. 62).

Так, например, в Таджикской депрессии древние среднеплейстоценовые реки отложили мощные толщи немых галечников и лёссовидных суглинков. Длительный процесс постседиментационного переотложения полигенных толщ и эрозии присклоновых участков древних долин привели к формированию молодых генераций пролювиально-делювиальных шлейфов, а рост складок — к отмиранию и значительному сужению древних долин-впадин, а также к различию возраста древних эрозионно-денудационных ступеней на склонах и молодых переотложенных покровных толщ. Таким образом, на участках пересечения долинами рек развивающихся локальных поднятий наблюдаются изменения мощностей и облика аллювиальных толщ, а также парагенетических сочетаний аллювия с другими отложениями, накапливающимися на дне долин-впадин. В отличие от горных условий, здесь удается проследить постепенное изменение механического состава аллювия. Масштаб этих изменений определяется размерами и интенсивностью развития перемычек.

Сопряженные склоны долин-синклиналей являются благоприятными структурными формами, в пределах которых покровные толщи (неаллювиального генезиса) получают широкое развитие и плащеобразное залегание, главным образом за счет постседиментационного делювиального смыва и переотложения. В области перемычек на узких наклонных эрозионных площадках террас и перегибах склонов часто сохраняются только отложения конусов выноса притоков высокого порядка и коллювий. Размываясь, они перемещаются вниз по склону, поступая в русло главной реки.

Условия начала морфологического становления и конседиментационного развития поднятий. В районах, удаленных от гор в пределах аккумулятивных подгорных равнин, еще часто преобладает процесс конседиментационного развития поднятий и начало их денудационного и конэрозионного становления. В условиях зарождающихся в рельефе локальных наклонов земной поверхности в сочетании с повышенной аридностью климата создаются благоприятные условия для дешифрирования поднятий — будущих возвышенностей. Даже на самых ранних стадиях морфологического становления антиклиналей и блоковых структурных форм геологическая деятельность небольших малодобитных рек резко изменяется, особенно на участках перехода долин в сухие дельты и конусы выноса (рис. 63). Вне зоны влияния поднятия наблюдается обычное

Рис. 62. Долинные «ножницы». Геоморфологическое положение разновозрастных толщ аллювия и коррелятивных уступов в условиях последовательного сокращения внутридепрессионной впадины, расширения и воздымания сопряженных хребтов-поднятий

1, 2, 3 — разновозрастные генерации аллювиальных свит современной реки; 4 — древнеаллювиальные отложения. Четвертичные породы: 5 — неогена и палеогена, 6 — песчаные, 7 — песчано-глинистые; 8, 9 — морские отложения палеогена и мела (8 — глины, 9 — известняки); 10 — основные этапы расширения области поднятия; 11 — основные этапы воздымания хребта-антиклинали; 12 — разрывы; 13 — современный эрозионный врез; 14 — отложения русла и поймы; 15 — сопряжение аллювия и присклоновых отложений; 16 — подошва древних отложений; 17 — склон молодой долины-синклинали; 18 — обобщенные очертания возвышенности-антиклинали; 19 — разрывы (а — установленные, б — предполагаемые)

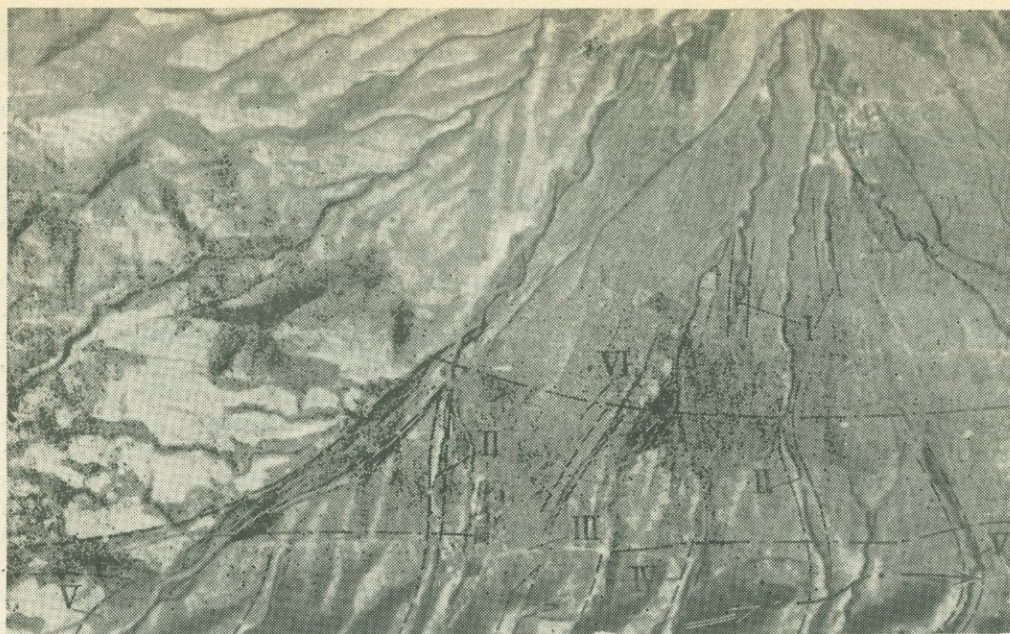


Рис. 63. Перемычки в долинах конусных водотоков на участках пересечения зарождающейся в рельефе гряды — антиклинали. Цифры I—VI пояснены в тексте

выполаживание конусных водотоков, сопровождающееся их ветвлением. Там, где рост поднятия вызывает уменьшение общего наклона подгорной равнины, начинается быстрое выполаживание конусных водотоков местами с признаками разливов и подпруживания (I). Обратные уклоны водотоки преодолевают врезанными долинками с быстро возрастающей глубиной вреза (II). Далеко не все конусные водотоки преодолевают перемычку-поднятие. Многие из них отмирают и их покинутые мертвые долины «повисают» на своде воздымающейся складки (III). Только наиболее водообильные водотоки центральной части сухой дельты или конуса выноса прорезают поднятие-перемычку глубоким antecedентным врезом (IV). На периферии поднятия, т. е. там, где скорости роста антиклиналей уменьшаются, можно наблюдать миграцию долин и деформацию их русла в плане в виде изгибов, повторяющих в общих очертаниях периклинальное замыкание антиклинали (V). Расширение поднятия в процессе воздымания определило формирование зоны врезанных водотоков непосредственно ниже поднятий — на его согласном склоне (с общим уклоном равнины) и выше поднятия (VI, относительно течения конусных водотоков).

На удалении от поднятия-перемычки начинается новая зона осадконакопления в условиях разгрузки и выполаживания отдельных водотоков. Зарождающиеся уклоны в пьедестальной части поднятия активизируют рост регрессивных водотоков, часто наследующих древние притоки. В antecedентных участках долин конусных водотоков наблюдаются изменения характера осадконакопления. Так, на участке поднятия происходит сокращение мощностей, главным образом за счет покровно-пойменной толщи; иногда террасы

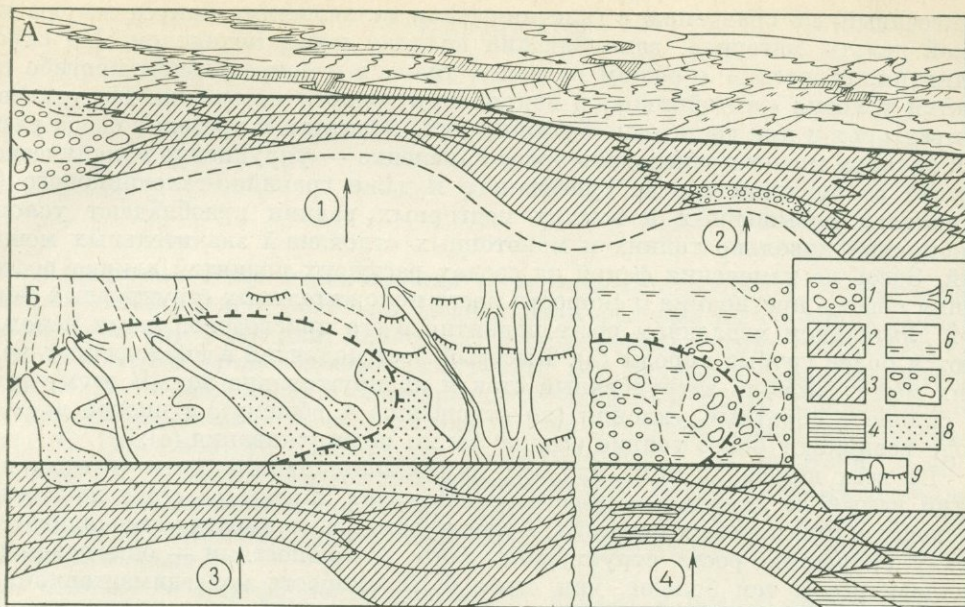


Рис. 64. Изменение характера осадконакопления и строение рельефа на участках поднятий, переходящих от конседиментационного к конэрозионному развитию

А — профиль от предгорий к центральным районам низких подгорных равнин. Б — деталь строения рельефа и отложений на участках зарождающихся поднятий  
 1 — галечники; 2 — супеси; 3 — суглинки; 4 — глины; 5 — блуждающие регрессивно растущие маленькие водотоки; 6 — заболоченность; 7 — бугристый рельеф; 8 — песчаные скопления на поверхности суглинистых равнин, 9 — микроступенчатость поверхности равнин. Цифры 1—4 пояснены в тексте

становятся из аккумулятивных эрозионно-аккумулятивными с цоколем из руслового аллювия более древних террас.

В центральных районах остаточных впадин повышенных и низких равнин еще преобладает конседиментационное развитие поднятий. Они выражены наиболее ярко, если структурные формы внешних регионов горного сооружения, предгорья и подгорных равнин простираются примерно параллельно друг другу и по простираению сопряженного склона предгорной (или межгорной впадины). Такие условия встречаются довольно часто в предгорьях Тянь-Шаня и Копетдага.

При сравнении разрезов, составленных по данным бурения, устанавливаются характерные изменения строения четвертичных флювиальных толщ на участках конседиментационно развивающихся поднятий (рис. 64, А и Б). В условиях подгорных равнин с обширными гравийно-галечниковыми сухими дельтами и конусами выноса зоны поднятий, расположенные примерно параллельно предгорью, играют роль своеобразных барьеров и подпрудживают поверхностные и подземные воды. В зависимости от крутизны склонов и скорости роста деформации гравийно-галечниковые толщ выклиниваются на склонах поднятий в связи с локальным выполаживанием и даже возникновением обратных уклонов (от равнин к предгорью, 1).

В условиях затрудненного стока и подпрудживания подземных вод на сводах конседиментационно растущих поднятий иногда откладывается более тонкий

(супесчаный) по сравнению с галечниковыми отложениями конуса выноса или сухой дельты материал, заполняющий впадину перед поднятием. На склоне поднятия, согласном с общим падением толщ, и в сопредельном прогибе создаются условия «отстойников» и накопления тонкого материала. На удалении от предгорья и при достаточно быстром росте поднятия в пределах свода растущей складки может происходить новое изменение — укрупнение механического состава от суглинистого до супесчаного и даже гравийно-галечникового (2). В области повышенных и низких подгорных равнин преобладают условия накопления довольно тонких и монотонных отложений значительных мощностей. Здесь на изменения фаций на сводах растущих поднятий влияют соотношения общего прогибания и скорости роста положительных структурных форм. При длительном медленном росте поднятия в его присводовой части накапливаются более грубые породы (3). Быстрый рост поднятий в аналогичных условиях может вызвать затрудненный сток и подпруживание вод. В этом случае на склоне с обратным уклоном (по отношению к общему), а иногда даже на своде возникают более тонкие осадки фации подпруживания (4).

Во всех вышеописанных случаях изменение скорости роста частных поднятий вызывало локальные *различные изменения характера осадконакопления* на сводах и присводовых участках. Более простые зависимости устанавливаются между скоростью роста структурных форм и мощностями — они неизменно уменьшались и тем больше, чем выше была скорость конседиментационного развития положительных структурных форм. Переход от конседиментационного к конэрозионному становлению в рельефе часто сопровождается различными косвенными признаками. В низких подгорных равнинах зарождаются обратные локальные наклоны земной поверхности. Они вызывают явление подпруживания поверхностного стока: заболоченность, развитие развеваемых песчаных скоплений, маленьких конусов выноса регрессивно растущих водоток, скопление эрозионных останцов, бугристый рельеф и т. п. (Б, 5 и 6).

Приведенный анализ касается некоторых вопросов этого еще слабо разработанного раздела четвертичной геологии. Их избирательность оправдывается большим практическим значением. Так например, в золотоносных горных сооружениях развитие перемычек и частных впадин существенно влияет на концентрацию металлов в аллювии: в межгорных и предгорных впадинах развивающимся перемычкам могут соответствовать брахискладки и купола, которые иногда являются перспективными в отношении нефтегазоносности. Поэтому выявление участков с местным изменением морфологии и строения отложений речных долин представляет значительный интерес.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Анализ процессов сноса и накопления четвертичных отложений горных стран средних и низких широт позволил сделать некоторые выводы об общих закономерностях их формирования, парагенезе и геоморфологических соотношениях; они приводятся в заключение каждой главы. Эти данные позволяют считать, что несмотря на сложность и своеобразие условий орогенного осадконакопления, ряд основных положений о фациях континентальных новейших образований (Г. С. Ганешина, К. К. Маркова, Е. В. Шанцера, С. В. Эпштейна и др.), разработанных главным образом для условий равнин платформенных областей, остаются справедливыми и для горных стран. Здесь также обстановка осадконакопления определяется двумя главнейшими факторами — *орографическими* и *климатическими*.

В отличие от платформенных областей, климат и рельеф горной страны в значительной степени является следствием *тектонического* фактора. Последний предопределяет литолого-структурные условия, пространственное положение и интенсивность процессов сноса и накопления. Этой специфичностью обстановки формирования третичных, а также четвертичных моласс объясняется разнообразие и изменчивость физико-географических условий на протяжении всего процесса морфологического становления горной страны.

Горообразование представляет собой прерывисто-неравномерное и «неравноправное» развитие положительных и отрицательных структурных форм в пространстве и во времени. Начиная со второй половины главной стадии горообразования и особенно в течение заключительной стадии, ведущим орогенным процессом является морфологическое становление общего и частных поднятий, территориально развивающихся за счет сопредельных впадин. Это явление расширения поднятий в процессе их воздымания обусловило формирование геоморфологических и ороклиматических зон, сочетание которых определяет закономерное — *зональное* — строение покрова четвертичных отложений.

С незавершенностью заключительной стадии горообразования и морфологического развития структурных форм связана одна из главнейших особенностей четвертичного осадконакопления — незавершенность процессов аккумуляции и денудации и как следствие динамичность границ областей сноса и накопления. Сложность неотектонической и геоморфологической обстановок способствовала широкому развитию парагенеза четвертичных отложений, а также накопления полигенных разновозрастных толщ. Разнообразие обстановок определило изменчивость, а также явление конвергенции — образование различными путями литологически близких пород.

Каждая геоморфологическая и ороклиматическая зона горной страны характеризуется определенными наборами парагенетических комплексов и типичными процессами одновременного накопления пород различного происхождения, наиболее широко распространенных в данных условиях.

Выделение характерных парагенезов не исключает общепринятых классификаций генетических типов континентальных отложений, а исходит из них.

Не нужно лишь механически переносить закономерности, установленные для платформенных условий и необходимо учитывать значительное своеобразие осадконакопления в орогенной обстановке.

При попытках классификации явлений и объектов исследователь часто сталкивается с большими трудностями, которые заключаются в отсутствии резких границ и большом разнообразии промежуточных типов и парагенезов отложений, образовавшихся на протяжении четвертичной истории. Поэтому для областей горообразования (даже для одной и той же территории) могут быть выделены парагенетические ряды четвертичных отложений. Они представляют собой промежуточные образования, которые объединяют породы основных резко отличных генетических типов. Могут быть выделены парагенетические ряды отложений, которые образовались преимущественно под влиянием: геоморфологических, климатических факторов или в результате совместного воздействия нескольких «равноправных» факторов.

Отложения преимущественно *геоморфологически* обусловленного парагенетического ряда определяются характером развития геоморфологических зон: степенью сохранности реликтового поднятого, но полого-склонного рельефа I зоны, его соотношением с молодым, значительно распространенным глубоко расчлененным рельефом II зоны, а также с наиболее молодым (главным образом четвертичным) рельефом предгорий и подгорных равнин III и IV зон. Так, в направлении от I ко II и III зонам выделяются следующие переходы между наиболее широко распространенными парагенезами пород: делювиально-элювиальные → гравитационно-делювиальные → делювиально-гравитационные → гравитационные (обвальнo-осыпные) <sup>1</sup>.

Отложения преимущественно *климатически* обусловленного парагенетического ряда отражают ороклиматическую зональность данного горного региона и представляют собой следующие переходы между наиболее широко распространенными парагенезами пород: солифлюкционно-моренные — моренно-солифлюкционные — солифлюкционно-осыпные (или делювиальные) — фанлювиально-осыпные (или делювиальные) <sup>2</sup>.

Сложный парагенетический ряд в горной стране формируется под влиянием нескольких «равноправных», тесно переплетающихся факторов.

Соответственно он может быть представлен различными парагенетическими сочетаниями, объединенными постепенными переходами. На грандиозных склонах горной страны среди отложений коллювиальной и флювиальной групп может быть выделен следующий парагенетический ряд: гравитационные → гравитационно-фанлювиальные → аллювиально-фанлювиальные <sup>3</sup> → пролювиально-аллювиальные.

В процессе формирования обломочного материала четвертичных моласс внуконтинентальных горных стран могут быть выделены следующие этапы.

1. *Элювиальный, или водораздельный*, — подготовка преимущественно щебенистого материала с заполнителем из мелкозема (часто пылеватого в условиях нивального и холодного климата) на пологих и полого-наклонных водоразделах.

2. *Коллювиальный, или склоновый*, — первичной гравитационной дифференциации обломочного материала в процессе солифлюкционного течения, осыпания, оползания и делювиального смыва при перемещении от водораздела по

<sup>1</sup> Имеется в виду последовательное замещение делювиальных процессов осыпными.

<sup>2</sup> В скобках указываются отложения, образование которых зависит от крутизны склона.

<sup>3</sup> Имеется в виду последовательное замещение гравитационных процессов флювиальными.

склонам хребтов в пределах горного сооружения до местного базиса денудации главным образом, до дна долин-притоков.

3. *Горно-флювиальный, или долинный*, — длительной транспортировки обломочного материала из горного сооружения — области общей денудации — в область общей аккумуляции. Это осуществляется различным образом, но преимущественно аллювиальным путем с водной переработкой и сортировкой материала по крупности обломков.

4. *Равнинно-флювиальный, или предгорный*, — подразделяющийся на два подэтапа, смещенных во времени.

Первый этап — древний — преобладание аллювиально-пролювиальных процессов аккумуляции на обширных (позднеплиоценовых — раннеплейстоценовых) предгорных равнинах (в том числе на водоразделах современных предгорных и внутридепрессийных хребтов).

Второй этап — преобладание пролювиально-делювиального сноса и многократного переотложения материала на склонах растущих внутридепрессийных хребтов при одновременном погребении древних отложений в частных остаточных впадинах. Перемещение отложений протекает на фоне общего сокращения областей аккумуляции и нарастания частичного выноса осадков за пределы горной страны.

Орогенный процесс развития в рельефе общих и частных поднятий определил следующие геоморфологические соотношения разновозрастных толщ четвертичных отложений в пределах крупных новейших структурных форм:

1) ярусное расположение на склонах хребтов в условиях длительных устойчивых поднятий, характерное для горного сооружения;

2) сочетание ярусного расположения и погребения отложений для условий долинных и предгорных ножниц со смещением. Это соотношение разновозрастных толщ преобладает в условиях развития сопряженных систем «хребет-поднятие — долина-впадина»; оно типично для отмирающих межгорных и предгорных впадин седиментационных депрессий, подразделенных грядами и хребтами-поднятиями;

3) погребение разновозрастных отложений с последовательным сокращением областей осадконакопления, широко распространено в активно прогибающихся впадинах, но уже испытывающих последовательное сокращение.

Общие закономерности формирования четвертичных моласс в какой-то степени справедливы и для древних (донеогеновых) континентальных моласс, образовавшихся в близкой обстановке заключительной стадии горообразования. Возможно, эти породы также образовались в условиях сложных парагенезов и накопления разновозрастных полигенных толщ. Поэтому своеобразие орогенного породообразования необходимо учитывать при палеогеографических реконструкциях и, в частности, при выяснении генезиса и путей сноса металлоносных отложений.

- Абляция 32  
 Аккумуляция льда 32, 36, 37  
 Аллювий (горный) 92, 93, 102, 113, 114, 117, 137, 138, 139, 140  
     подгорно-равнинный 132, 133  
     пойменно-русловой, 125  
     пойменный 113—115  
     покровно-пойменный 125, 130, 131  
     предгорный 129, 130, 131  
     русловой 113, 114, 117, 123, 130  
     террас 122, 123, 124  
 Аллювий (подтипы генетические гравитационно-аллювиальный) 96, 97, 102  
     моренно-аллювиальный 95, 100, 102  
     озерно-аллювиальный 191, 192, 193  
     пролювиально-аллювиальный 100, 101, 102  
     солифлюкционно-аллювиальный 96, 97, 102  
     фанлювиально-аллювиальный 98, 102, 133, 135  
 Базис денудации местный 86  
     главный 65  
     орогенный 14, 15  
     осыпания 90, 91  
 Водотоки 158, 159, 160  
     конусные 146, 155, 156  
     регрессивные 156, 157  
 Впадины внутридепрессионные 9, 12  
     горные 9, 10  
     межгорные 12  
     межорогенные 12  
     остаточные 11  
     предгорные 11  
     частные 184, 185, 186, 187, 188, 189  
 Выветривание 61, 158, 159, 160  
 Гляциосели 152, 170  
 Горная страна 8, 9  
 Горное сооружение 8, 9  
 Дельты сухие 155, 156, 157, 161, 162, 163  
 Денудация (подснежная) склонов 59, 64, 65, 66, 73  
 Депрессии межгорные 9, 10, 11  
     предгорные 9, 10, 11  
     седиментационные 19  
 Желоба (стоки) 58, 63, 68, 69, 89  
 Зоональность 12, 15, 16  
     геоморфологическая 7, 12, 14, 16, 15, 88  
     коллювия 88, 89  
     микrokлиматическая 63, 66  
     ороклиматическая 16, 17, 18  
 Зоональное строение 201  
 Зоны геоморфологические 13, 14, 18  
     гляциальные 18, 23  
     горная 14, 15, 16  
     ороклиматические 7, 8, 17  
     перигляциальные 19, 23  
     подгорно-равнинные 16, 17  
     предгорные 16, 17  
     экстрагляциальная 19, 23  
 Кары 31, 32, 33  
 Коллювий 56, 64, 65, 67, 73, 74, 86, 87, 88, 89, 90, 91  
 Комплексы парагенетические 22  
 Конусы выноса 147, 148, 149, 150, 151, 161, 162, 163  
     моренно-гравитационные 63, 64  
     накопления (коллювиального) 63, 64, 65, 69, 70  
     селевые 152, 156  
     солифлюкционно-гравитационные 63, 64  
     солифлюкционные 63, 64  
 Лед активный (подвижной, «живой») 32, 33, 41, 42  
     «мертвый» (неподвижный) 32, 37, 40  
     отмирающий (пассивный) 31, 32, 33, 36, 37, 40  
     погребенный 59, 60  
 Ледники гипертрофированные 32  
     долинно-каровые 32, 43, 44, 45  
     долинные 32, 33, 36, 38, 39  
     каровые 31, 32, 33, 43, 44, 45, 47  
     нормальные 32  
     редуцированные 32

- Лёссовидные отложения (породы) 174, 175, 176
- Ложбины русловые 107  
экзарационно-эрозионные 46  
экзарационные 89
- Меандры 106
- Мерзлота 62
- Морены боковые 36, 40, 41  
главной долины 50, 51, 52  
горные 35, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48  
долинных и долинно-карповых ледников 42, 43, 44, 45, 46, 47  
карповых ледников 47  
конечные 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 54, 55  
поверхностная 41  
притоков 52, 53, 54, 55
- Ножницы долинные 196, 197  
предгорные 194, 195
- Нунатаки 39
- Область питания аллювия 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102  
коллювия 56, 57, 58, 59, 60, 61  
льда 37, 38  
пролювия 144, 145, 146, 147, 148, 149  
пылеватых пород (мелкозема) 169, 170, 171, 172, 173
- Обвалы 71, 80, 81, 82, 83, 84, 85
- Оледенение 30, 31, 32, 33, 55  
асимметричное 31, 33, 34, 35, 54, 55  
долинное (склоновое) 33, 36  
долинное (региональное, общее) 33  
карповое 31, 32  
полупокровное 34, 35  
регрессирующее 31, 32  
трансрессирующее 31, 32
- Оползни 81, 83, 84, 85
- Орогенные пояса 8
- Осадконакопление в водотоках конусов 158, 159  
впадинах 187, 188, 189, 190, 191  
в русле 103, 104, 105
- Острова 103, 104
- Осыпи 69, 70  
морозного выветривания 40, 41, 57  
основания 68  
плотного сложения 72  
рыхлого сложения 71, 72  
сложные 72
- Отмели 103, 104, 105
- Парагенез (отложений) 19, 20, 21, 22
- Перемычки поднятия 182, 183, 184, 185, 186, 187, 197, 198, 199, 200
- Поднятия кондукционные 199, 200, 201  
конседиментационные 199, 200, 201  
конэрозионные 194, 195, 196, 197, 198
- Пойма высокая 112  
зарождающаяся 109  
низкая 110, 111
- Покровная толща 119, 120, 121, 125, 126, 149, 150
- Покровы (коллювиальные) 59, 64, 67, 74, 75, 76, 77, 78, 172, 173  
вторичные 76, 77  
гляциально-коллювиальные 60, 61  
делювиально-гравитационные 73  
делювиально-пролювиальные 79  
делювиально-фанлювиальные 63, 79  
солифлюкционно-гравитационные 22, 40, 42  
солифлюкционно-делювиальные 51, 61 63, 65, 66, 169  
солифлюкционно-моренные 61, 65  
солифлюкционно-фанлювиальные 33, 47
- Плотины (обвальнo-осыпные) 82, 191, 192
- Порог ледниковый 33, 40
- Потоки (коллювиальные) 57, 58, 59, 65, 67  
гляциально-коллювиальные 60  
гравитационно-делювиальные 65  
гравитационно-селевые 71  
гравитационные 170  
делювиально-солифлюкционные 65  
обвальнo-осыпные 170
- Пролувий (долинный) 142, 143, 144, 167  
равнинный 161, 162, 163, 164, 165
- Протоки 103, 104, 105, 109, 110, 111, 112  
прибрежные 103, 104, 105, 110  
пристречневые 103, 104, 105
- Процесс гляциальный 31, 33  
делювиальный 75  
оползневой 85, 86  
орогенный 263
- Пылеватый материал (мелкозем) 168, 169, 170, 171, 172, 173, 179, 180
- Режелаяция 37, 41
- Ритель 40
- Русло 103, 104, 105, 106, 107
- Ряды (парагенетические) 22
- Сели 82, 152, 153
- Снежная граница 30
- Снежники летующие 66  
сезонные 66, 65

- Солифлюкционные отложения 22, 39, 40, 41  
Сопряженные системы 7, 8, 9, 10, 11  
Сортировка (материала) гравитационная  
    флювиальная 67, 173, 180  
Стадии аккумуляции 116  
    горообразования 12  
    инстративная 116  
    констративная 116  
    оледенения (долинного) 33  
    перстративная 116  
    размыва 69, 116  
Стадийность 7, 12  
Субформация (моласс) 20  
    ледниково-коллювиальная 20, 22, 23,  
    24, 25  
    флювиально-лессовая 20, 25, 26, 27  
Террасы 122, 123, 124, 125, 126, 127, 128,  
130, 133, 135  
Течение солифлюкционное 59, 61  
Троги 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 48  
    перевалы 39, 40, 41, 42, 43  
Условия стока 188, 189  
Фазы динамические 181, 182  
Фанлювий 98, 99, 100, 126, 127, 128, 131,  
133, 143, 144, 145, 147  
Фации 7  
    подпруживания 188, 189, 190  
    разгрузки 188, 189, 190  
Фуркация 103, 104  
Цирки 33, 34, 39, 66  
    агрессивные 39, 40  
Экзарация 36, 39, 40, 41, 42, 47  
Экраны островные 107, 108  
    присклоновые 108  
    природные 107  
Эрозия (глубинная) 67  
    боковая 117, 120, 126, 127  
    склонов 64, 65, 66.  
Этапы сортировки моласс 202, 203<sup>31</sup>

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955, 472 с.
2. Билибин Ю. А. Избранные труды. Т. II, 1956, 498 с.
3. Боч С. Г. Солифлюкция и образование россыпных шлейфов. Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 185—193.
4. Булавин Б. П. Генезис и литологические фации лёсса Русской равнины. М., изд-во МГУ, 1972, 116 с.
5. Вайнер Л. А. К истории проблемы среднеазиатского лёсса.— «Труды Ин-та геол. АН УзбССР», Вып. 11, 1954, с. 34—38.
6. Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы.— В кн.: Материалы по геол. Ср. Азии, Ташкент, 1935, с. 3—23.
7. Васильковский Н. П. О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии. «Бюлл. МОИП», т. 26, вып. 2, 1951, с. 3—24.
8. Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса.— «Труды Ин-та геол. АН УзбССР», вып. 8, 1952, с. 47—62.
9. Васильев В. А. Кайнозой Памира. Душанбе, изд-во Тадж. ун-та. 1965, 173 с.
10. Вассоевич Н. Б. Слоистость и фации.— «Изв. АН СССР», серия геол. 1949, № 2, с. 129—131.
11. Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане.— «Геологический вестник». Т. VII, № 1—3, 1929—1930, с. 42—46.
12. Ганешин Г. С., Эпштейн С. В. Современное состояние вопросов морфологического картирования в средних масштабах и основные пути их решения.— В кн.: Материалы II геоморфологического совещания. М., 1959, с. 1—27.
13. Ганешин Г. С., Соловьев В. В. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. М., «Недра», 1971, 158 с. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. Труды. Новая сер. Т. 172).
14. Гарецкий Г. И. Аллювий антропогенных прарек Русской равнины. М., «Наука», 1964, с. 82.
15. Герасимов И. П. Лёсс, перигляциал и палеолит Средней Европы и взаимоотношения между ними.— «Изв. АН СССР, серия геогр.», 1969, № 6, с. 5—14.
16. Герасимов И. П., Марков К. К. Основные задачи изучения палеогеографии четвертичного периода на территории СССР. М.—Л.— «Труды Ин-та геогр. АН СССР», вып. 38, 1946, 51 с.
17. Гриднев Н. И. Литология кайнозойских моласс Сурхандарьинской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1972, с. 235.
18. Елисеев В. И. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины).— «Докл. АН СССР». Т. 52, № 6, 1963, с. 1445—1448.
19. Елисеев В. И. Пролувий предгорий аридной зоны.— В сб.: Генезис и литология континентальных антропогенных

отложений. М., «Наука», 1965, с. 34—49.

20. Забиров Р. Д. Оледенение Памира. М., 1955, 372 с.

21. Кесъ А. С. Эолово-почвенная формация лёссов, их состав, строение и особенности формирования.— В сб.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., «Наука», 1966, с. 93—104.

22. Кириллова И. В. О поперечной дифференциации современных тектонических движений в зоне южного склона восточного Кавказа.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.». Т. XXXVI, вып. 1, 1961, с. 24—39.

23. Костенко Н. П. Неотектоника наземных дельт.— «Докл. АН СССР», т. 99, № 4, 1954, с. 597—600.

24. Костенко Н. П. О следах оледенения юго-западного Тянь-Шаня.— В сб. Вопросы геологии Азии, № 21. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 137—145.

25. Костенко Н. П. К вопросу о методике изучения и построения местных стратиграфических схем неоген-антропогенных моласс горных стран.— В кн.: Науч. докл. высшей школы, геолого-географические науки, 1958, № 1, с. 214—217.

26. Костенко Н. П. Наблюдения над гравитационными отложениями в горнотаежной зоне.— «Вестн. МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр.», 1958, № 1, с. 89—99.

27. Костенко Н. П. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии. Тезисы докл. к совещ. по унификации стратигр. схем Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 74—89.

28. Костенко Н. П. Об особенностях геоморфологического строения антропогенных отложений горных долин. Материалы Всес. раб. совещ. по проблемам четвертичного периода. Сб. докладов. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 374—385.

29. Костенко Н. П. «Перемычки» в долинах горных рек.— «Изв. вузов, геология и разведка», № 12, 1960, с. 8—14.

30. Костенко Н. П. Особенности строения четвертичных отложений долин. Материалы совещ. по изуч. четвертичного

периода. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961<sub>1</sub>, с. 374—385.

31. Костенко Н. П. О принципах составления специальной геоморфологической карты. Бюлл. ком. по изуч. четвертичного периода, № 26, 1961, с. 20—34.

32. Костенко Н. П. Парагенетические комплексы четвертичных отложений горных стран Средней Азии.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 69—91.

33. Костенко Н. П. Лёссовидные породы горных стран юга Средней Азии.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962<sub>2</sub>, с. 119—141.

34. Костенко Н. П. Формирование и строение горного аллювия рек Средней Азии. Сб. статей «Четвертичный период Сибири», М., «Наука», 1967, с. 400—416.

35. Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., «Мысль», 1970. 338 с.

36. Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972. 320 с.

37. Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отл. М.—Л., ВСЕГЕИ, 1957. 202 с.

38. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1972, 366 с.

39. Кригер Н. И. Лёсс. М., «Наука», 1965, 296 с.

40. Курдюков К. В. К изучению континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района. «Бюлл. МОИП», новая сер., т. 63, отд. геол., вып. 5, 1948, с. 43—50.

41. Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., Изд-во АН СССР, 1962, 365 с.

42. Лазаренко А. А. К проблеме среднеазиатских лёссов.— «Докл. АН СССР». Т. 174, № 4, 1967.

43. Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных от-

ложений. «Землеведение», МОИП, т. II, 1948, с. 154—187.

44. Ланге О. К. К вопросу о генезисе Туркестанских лёссов.— «Уч. зап. МГУ», 1952, вып. 161, геол. серия, т. V, с. 108—114.

45. Лукашев К. И. Генетические типы и фации антропогенных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1960, 368 с.

46. Лузгин Б. К. Некоторые черты палеографии антропогена Центрального Копетдага.— «Вест. МГУ», № 3, 1964, с. 67—75.

47. Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. Ин-т Геологии АН УзбССР, 1958, 609 с.

48. Маккавеев Н. И. и др. Экспериментальная геоморфология. Изд-во МГУ, 1968, 194 с.

49. Марков К. К. Изучение перигляциальных образований.— «Изв. АН СССР, серия геогр.», № 2, 1959, с. 113—127.

50. Марков К. К., Гричук М. П., Лазуков Г. И. Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене). М., изд-во МГУ, ч. 1, 1961, 173 с.

51. Меламед Я. Р. Типы разрезов и стратиграфия неогеновых отложений Южного Таджикистана.— «Изв. вузов, геол. и разв.», 1966, № 5, с. 34—41.

52. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. I, II. ВСЕГЕИ, 1954, с. 300—487.

53. Мирошниченко В. П. Такыры как индикаторы новейших тектонических движений в песчаных пустынях Средней Азии.— «Труды Лабор. аэрометодов АН СССР», № 9, 1960, с. 3—39.

54. Муратов М. В. Об условиях образования суглинков в четвертичном периоде.— «Бюлл. комис. по изуч. четвертичного периода», 1953, № 19, с. 57—64.

55. Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений.— В кн.: Вопросы теор. и прикл. геол., сб. 2, М., изд. МГРИ, 1947, с. 17—33.

56. Николаев Н. И. Проблемы изучения новейших континентальных отложений в связи с движением земной коры.— В кн.: Вопросы теор. и прикл. геол., сб. 2, М., изд. МГРИ, 1947, с. 57—61.

57. Николаев Н. И. О классификации экзогенных физико-геологических процессов.— «Труды Комис. по изуч. четв. периода». Т. VII, вып. 1, 1948, с. 2—14.

58. Николаев Н. И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов.— «Труды Комис. по изуч. четв. периода». Т. VII, вып. 1, 1948<sub>2</sub>, с. 3—14.

59. Николаев Н. И. К вопросу о состоянии изучения новых континентальных отложений.— «Докл. на совеща. по осад. породам», вып. 1, М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 237—262.

60. Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., Изд-во МГУ, сб. 3, 1972, 278 с.

61. Основные проблемы изучения четвертичного периода.— «Труды комис. по изуч. четв. периода», к VII Конгрессу ИЧП. М., «Наука», 1965, 496 с.

62. Обручев В. А. Лёссы и молодые движения земной коры в Средней Азии.— «Природа», № 12, 1954, с. 124—126.

63. Осадочные фации в геологической истории. М., Изд-во иностр. лит., 1953, 246 с.

64. Павлов А. П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений.— «Вестн. естествоиспыт.», 1890, № 8.

65. Павлов А. П. Избранные сочинения. Т. II. Под ред. О. К. Ланге. М., Изд-во МГУ, 1951, 184 с.

66. Попов В. В. К изучению четвертичного периода в Средней Азии.— «Бюлл. комис. по изуч. четв. периода», № 26, 1961, с. 177—180.

67. Попов В. И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Изд. ком. геол. наук УзбССР 1940, 63 с.

68. Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, [ч. I. Ташкент, 1954, 312 с.

69. Р а н о в В. А., Н е с м е я н о в С. А. Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе, «Доциш», 1973. 146 с.

70. Р е з в о й Д. П. Некоторые особенности дислокаций древних сухих дельт Южной Ферганы. — В сб.: Землеведение. Т. 4, М., Изд-во МГУ, 1957, с. 235—237.

71. Р е з в о й Д. П. Брекчии осыпей Южной Ферганы как своеобразный тип четвертичных отложений. — В сб.: Землеведение. Т. 4, М., изд-во МГУ, 1957, с. 238—241.

72. Р у х и н Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1959, 557 с.

73. Р ы ж к о в О. А. Новейшие и современные тектонические движения в Фергане. — «Труды Комис. по изуч. четв. периода». Т. 13, 1957, с. 211—220.

74. С б о р н и к трудов. Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., «Наука», 1965. 113 с.

75. С б о р н и к статей «Вопросы климатической и структурной геоморфологии». М., Изд-во иностр. лит., 1959. 234 с.

76. С в а р и ч е в с к а я З. А. Основы поисков россыпей. Изд-во ЛГУ, 1961. 120 с.

77. С и н и ц ы н Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.

78. С к в о р ц о в Ю. А. Четвертичные отложения. Геология УзССР. Т. 3, 1939, с. 161—190.

79. С к в о р ц о в Ю. А. Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах. — «Изв. филиала географ. об-ва АН УзССР», т. 2, 1956, с. 11—34.

80. С к в о р ц о в Ю. А. К характеристике Среднеазиатских лёссов. — «Труды САГУ, физ. география». Ташкент, изд. САГУ, 1957, с. 82—86.

81. Т р о н о в М. В. Вопросы горной гляциологии. М., Географгиз, 1954, 276 с.

82. Х а и н В. Е. Геоморфологический анализ горных стран в связи с особенностями развития их рельефа. — «Докл. АН СССР», т. XXIV, № 3, 1950, с. 583—586.

83. Х а и н В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях.

«Бюлл. МОИП, серия геол.», вып. 6, 1950, с. 3—28.

84. Ч и с т я к о в А. А. Фации аллювия горных рек. — «Советская геология», 1967, № 12, с. 130—132.

85. Ч е т в е р т и ч н ы й период и его история. — «Труды Комис. по изуч. четв. периода», к VII конгрессу. М., «Наука», 1965. 224 с.

86. Ш а н ц е р Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований. — «Бюлл. Комис. по изуч. четв. периода», № 13, 1948, с. 5—20.

87. Ш а н ц е р Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 2. М.—Л., 1950, с. 178—191.

88. Ш а н ц е р Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познаний закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — «Труды АН СССР», М., 1951, серия геол., вып. 35, 275 с.

89. Ш а н ц е р Е. В. Типы аллювиальных отложений. — В кн.: Вопросы геологии антропогена, к VI конгрессу ИНКВА. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 188—199.

90. Ш а н ц е р Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 161. М., «Наука», 1966, 239 с.

91. Ш у л ь ц С. С. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. — «Труды сов. секции ИНКВА», вып. 4, 1939, с. 37—48.

92. Ш у л ь ц С. С. Опыт генетической классификации речных террас. — «Изв. геогр. об-ва», т. 72, вып. 6, 1940, с. 739—750.

93. Ш у л ь ц С. С. О гравитационных (массовых) движениях в Тянь-Шане. — «Изв. фил. АН КиргССР», вып. 6, 1947, с. 85—96.

94. Ш у л ь ц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня, ОГИЗ, 1948, 223 с.

95. Ш у л ь ц С. С. Таблица генетической классификации речных террас. —

«Труды Ин-та геогр. АН СССР», вып. 39. Пробл. геоморфол., 1948, с. 117—118.

96. Ш у л ь ц С. С. Поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника. — «Уч. зап. ЛГУ, серия геогр. наук», вып. 15, 1961, с. 3—26.

97. Щ у к и н И. С. Морфология некоторых рыхлых образований в горных странах континентального климата. — В кн.: Вопросы географии. сб. 35, М., Изд-во МГУ, 1954, с. 29—45.

98. Щ у к и н И. С. Общая геоморфология. Т. 1. М., Изд-во МГУ, 1960, 615 с.

99. Щ у к и н И. С. Общая геоморфология. т. 2. М., Изд-во МГУ, 1964, 563 с.

100. Э п ш т е й н С. В. Организация и производство работ по геологической съемке четвертичных отложений. М., «Недра», 1971, 93 с.

101. Я к о в л е в С. А. Методическое

руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М., Госгеолиздат, 1954. 300 с.

102. C a i l l e u x A. Etudes de cryogeologie. Paris, 1948, p. 138.

103. D r e s c h M. J. Reconnaissance dans le Lut (Iran) «Bull. de l'Assoc. de geographes francais», 1968, N 362, p. 135—216.

104. D y l i k J. Peryglacjalne osady stokowe ritmicznie warstowane. Biul. periglacjalny, 1955, N 2, p. 27—53.

105. F l i n t R. F. Glacial and Pleistocene geology New York, London, Chapman and Hall, 1957, p. 589.

106. H i l l s E. S. Arid lands. D. London — Paris, 1966, p. 461.

107. T r i c a r t J. et C a i l l e u x A. Le monde des regions seches. Fascicules I—II. Les cours de Sorbonne. Paris, 1964. p. 322.

## СОДЕРЖАНИЕ

---

Введение . . . . .	3		
<b>Глава I. Особенности условий сноса и осадконакопления в горных странах</b>	<b>5</b>		
Общая характеристика . . . . .	5		
1. Сопряженные системы орогенных структурных форм . . . . .	8		
2. Стадийность и геоморфологическая зональность . . . . .	12		
3. Ороклиматическая зональность	17		
4. Парагенез четвертичных отложений . . . . .	19		
Ледниково-коллювиальная субформация горного сооружения .	23		
Флювиально-лессовая субформация межгорных и предгорных впадин . . . . .	25		
<b>Глава II. Горная морена . . . . .</b>	<b>29</b>		
1. Основные типы оледенения и их пространственное положение в горном сооружении . . . . .	30		
2. Формирование горных морен . . . . .	35		
3. Геоморфологические соотношения морен и аллювия . . . . .	48		
Морены и аллювий главной реки	48		
Морены притоков и аллювий главной реки . . . . .	50		
Соотношение одновозрастных морен притоков с аллювием главной долины . . . . .	52		
<b>Глава III. Коллювий горных склонов . . . . .</b>	<b>56</b>		
1. Коллювий горного сооружения	56		
Коллювий внутренней (I) геоморфологической зоны . . . . .	56		
Коллювий пограничных районов внутренней (I) и внешней (II) геоморфологических зон . . . . .	64		
		Коллювий внешней (II) геоморфологической зоны . . . . .	67
		2. Коллювий межгорных и предгорных впадин (III и IV геоморфологические зоны) . . . . .	73
		3. Некоторые типы азональных коллювиальных отложений . . . . .	80
		Обвалы . . . . .	80
		Оползни . . . . .	83
		4. Условия формирования горного коллювия (основные положения)	88
		<b>Глава IV. Аллювий горных рек . . . . .</b>	<b>92</b>
		1. Аллювий горного сооружения .	92
		Влияние ороклиматической и геоморфологической зональности на строение аллювия . . . . .	93
		Накопление аллювия и строение русла . . . . .	103
		Осадконакопление в условиях зарождающейся и низкой пойм . . . . .	109
		Некоторые закономерности строения аллювия (по данным разрезов горных пойм) . . . . .	113
		Аккумулятивный покров и рельеф горных террас . . . . .	122
		2. Аллювий межгорных и предгорных впадин . . . . .	128
		Аллювий предгорий . . . . .	129
		Аллювий подгорных равнин . . . . .	132
		<b>Глава V. Проллювий . . . . .</b>	<b>143</b>
		1. Долинно-пролювиальные отложения, или фанлювий . . . . .	144
		Фанлювий перигляциальной зоны	144
		Фанлювий экстрегляциальной зоны . . . . .	146
		Сели . . . . .	152

2. Равнинно-пролювиальные отложения межгорных и предгорных впадин . . . . .	154
Строение пролювия в плане и поперечном сечении . . . . .	161
3. Ритмичность и литологическая зональность аллювиально-пролювиальных отложений предгорных и межгорных впадин . . . . .	164
Глава VI. Генезис пылеватого материала лёссовидных пород . . . . .	168
Глава VII. Влияние развития структурных форм на строение пород флювиальной группы . . . . .	181

1. Геоморфологическая характеристика перемычек и частных впадин . . . . .	182
2. Условия осадконакопления и заполнения частных впадин . . . . .	187
3. Межгорные и предгорные впадины . . . . .	193
Заключение . . . . .	201
Предметный указатель . . . . .	204
Список литературы . . . . .	207

*Наталья Петровна Костенко*

**ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОРНЫХ СТРАН**

Редактор издательства *Л. В. Власова*  
Переплет художника *Е. Н. Боршаговской*  
Технические редакторы *Е. С. Сычева, Н. В. Жидкова*  
Корректор *Л. В. Сметанина*

Сдано в набор 15/XI 1974 г.  
Подписано в печать 25/II 1975 г.  
Т-00541. Формат 70 × 100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага кн.-журн.  
Печ. л. 13,5. Усл. п. л. 17,55. Уч.-изд. л. 20,86.  
Тираж 2000 экз. Заказ № 1386/4299—1. Цена 2 р. 44 к.

Издательство «Недра».  
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.  
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

---

# Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ

НОВЫЕ КНИГИ

**КОРЕШКОВ И. В. Сводообразование и развитие земной коры.**  
15 л. 1 р. 75 к.

В книге получает дальнейшее развитие теория сводообразования земной коры, впервые изложенная автором в монографии «Области сводового поднятия и особенности их развития» (Госгеолтехиздат, 1960). Дается оценка места сводообразования в развитии земной коры, приведена классификация тектонических структур, связанных со сводообразованием, с новых позиций рассматривается геологическая история ряда регионов. Показана роль сводообразования в возникновении месторождений ряда полезных ископаемых, подчеркнута необходимость изучения сводообразования при поисках и разведке месторождений минерального сырья.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся тектоникой, региональной геологией, геологической съемкой и поисками месторождений полезных ископаемых.

**ОБЕДИЕНТОВА Г. В. Формирование речных систем Русской платформы.** 20 л. 2 р. 35 к.

В книге рассмотрены распределение стока и орографический план Русской равнины, заложение речной сети, оформление бассейнов основных рек. Описано расположение речной сети раннего и среднего кайнозоя, показана роль тектогенеза в заложении речных систем. Подчеркивается роль анализа древней гидрографической сети в поисках полезных ископаемых, при проектировании гидротехнических и иных сооружений.

Книга рассчитана на геоморфологов, геологов, проводящих геологическую съемку в районах развития плиоцен-четвертичных толщ, специалистов по инженерной геологии.

---

ОРЛОВА А. В. Блоковые структуры и рельеф. 25 л. 2 р. 85 к.

В книге рассмотрена методика выявления блоковых структур фундамента по особенностям рельефа современной поверхности, главным образом, на основании различия гипсометрических уровней отдельных участков. Рекомендуемая методика основывается на том положении, что тектонический рельеф, измененный впоследствии в большей или меньшей степени денудацией, возникает в результате наложения многократных глыбовых перемещений в течение длительного процесса орогенеза. Показано, как по разнице высот отдельных участков, фиксируемых топографической картой, по их полной совокупности можно выявить рельефообразующие разломы, их последовательность, знак перемещения и амплитуду. Это сделано для складчатых зон с горным рельефом, зон с преобладающей тенденцией к прогибанию и для платформенных областей. Сопоставление выявленных по особенностям рельефа блоковых структур с геологическим строением позволяет утверждать, что блоковые структуры фундамента постоянны в течение длительного геологического времени и влияют на развитие осадконакопления, магматизма и размещение полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, проводящих структурно-геологическую съемку и поиски месторождений полезных ископаемых в самых различных районах.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «книга—почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.  
№ 59 — 127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2р. 4/4к

2054

НЕДРА